

# Effet réservoir sur les âges $^{14}\text{C}$ de la Mer de Champlain à la transition Pléistocène-Holocène : révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional

## Reservoir Effect on $^{14}\text{C}$ Ages of Champlain Sea at the Pleistocene-Holocene Transition: Revision of the Chronology of Ice Retreat in Southern Québec

## Datación con radiocarbono del efecto reservorio del Mar de Champlain durante la transición Pleistoceno-Holoceno: revisión cronológica de la desglaciación en el Québec meridional

Serge Occhietti et Pierre J.H. Richard

Volume 57, numéro 2-3, 2003

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/011308ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/011308ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)

1492-143X (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Occhietti, S. & Richard, P. J. (2003). Effet réservoir sur les âges  $^{14}\text{C}$  de la Mer de Champlain à la transition Pléistocène-Holocène : révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional. *Géographie physique et Quaternaire*, 57(2-3), 115–138. <https://doi.org/10.7202/011308ar>

Résumé de l'article

L'âge de macrorestes de plantes terricoles et une extrapolation fondée sur le pollen des sédiments sous-jacents à la date basale du lac postglaciaire de Hemlock Carr (243 m), au mont Saint-Hilaire, montrent que la déglaciation locale y est survenue vers 11 250 ans  $^{14}\text{C}$  BP (13,3-13,1 ka BP). La datation croisée entre de tels macrorestes (10 510  $\pm$  60 ans  $^{14}\text{C}$  BP) et des coquilles de sédiments marins (~12 200 ans  $^{14}\text{C}$  BP) piégés au fond du lac Hertel (169 m), voisin, affiche un écart d'environ 1700 ans  $^{14}\text{C}$  attribué principalement à un vieillissement par les eaux de surface de la Mer de Champlain. Au lac Hertel, l'extrapolation chronologique fondée sur le pollen situe l'invasion marine locale vers 10 840 ans  $^{14}\text{C}$  BP. À l'échelle régionale, l'âge de l'invasion marine des basses terres du Saint-Laurent est estimé à 11 100  $\pm$  100 ans  $^{14}\text{C}$  BP (13,15-13 ka BP). Cela corrobore la chronologie varvienne de la Nouvelle-Angleterre (Ridge *et al.*, 1999). La déglaciation de toute la vallée du Saint-Laurent s'est effectuée en moins de 1000 ans  $^{14}\text{C}$ . La chronologie de la déglaciation du Québec méridional est rajeunie et raccourcie, ce qui entraîne une révision majeure des événements paléohydrologiques associés.

# EFFET RÉSERVOIR SUR LES ÂGES $^{14}\text{C}$ DE LA MER DE CHAMPLAIN À LA TRANSITION PLÉISTOCÈNE-HOLOCÈNE : RÉVISION DE LA CHRONOLOGIE DE LA DÉGLACIATION AU QUÉBEC MÉRIDIONAL

Serge OCCHIETTI\* et Pierre J.H. RICHARD\*, respectivement : Département de géographie et Centre GEOTOP-UQAM-McGILL, Université du Québec à Montréal, C.P. 8888, succursale Centre-ville, Montréal, Québec H3C 3P8 et Département de géographie, Université de Montréal, C.P. 6128, succursale Centre-ville, Montréal, Québec H3C 3J7.

**RÉSUMÉ** L'âge de macrorestes de plantes terricoles et une extrapolation fondée sur le pollen des sédiments sous-jacents à la date basale du lac postglaciaire de Hemlock Carr (243 m), au mont Saint-Hilaire, montrent que la déglaciation locale y est survenue vers 11 250 ans  $^{14}\text{C}$  BP (13,3-13,1 ka BP). La datation croisée entre de tels macrorestes (10 510  $\pm$  60 ans  $^{14}\text{C}$  BP) et des coquilles de sédiments marins (~12 200 ans  $^{14}\text{C}$  BP) piégés au fond du lac Hertel (169 m), voisin, affiche un écart d'environ 1700 ans  $^{14}\text{C}$  attribué principalement à un vieillissement par les eaux de surface de la Mer de Champlain. Au lac Hertel, l'extrapolation chronologique fondée sur le pollen situe l'invasion marine locale vers 10 840 ans  $^{14}\text{C}$  BP. À l'échelle régionale, l'âge de l'invasion marine des basses terres du Saint-Laurent est estimé à 11 100  $\pm$  100 ans  $^{14}\text{C}$  BP (13,15-13 ka BP). Cela corrobore la chronologie varvaire de la Nouvelle-Angleterre (Ridge *et al.*, 1999). La déglaciation de toute la vallée du Saint-Laurent s'est effectuée en moins de 1000 ans  $^{14}\text{C}$ . La chronologie de la déglaciation du Québec méridional est rajeunie et raccourcie, ce qui entraîne une révision majeure des événements paléohydrologiques associés.

**ABSTRACT** *Reservoir effect on  $^{14}\text{C}$  ages of Champlain Sea at the Pleistocene-Holocene transition: revision of the chronology of ice retreat in southern Québec.* Basal AMS-dates on terrestrial plant macrofossils coupled with an extrapolation from the pollen content of underlying postglacial lake sediments at the Hemlock Carr peatland (243 m), on Mont Saint-Hilaire, show that local ice retreat occurred around 11 250  $^{14}\text{C}$  yr BP (13,3-13,1 ka BP). Cross-dating of such macrofossils (10 510  $\pm$  60  $^{14}\text{C}$  yr BP) with shells from marine sediments (~12 200  $^{14}\text{C}$  yr BP) trapped in the Lac Hertel (169 m), nearby, shows a ca. 1700  $^{14}\text{C}$  years difference mainly ascribed to the effect of old carbon in the upper shallow waters of the Champlain Sea. The pollen-based chronological extrapolation at Lac Hertel indicates that marine invasion occurred locally around 10 840  $^{14}\text{C}$  yr BP. Regional marine invasion of the Central St. Lawrence Lowlands is estimated at 11 100  $\pm$  100  $^{14}\text{C}$  yr BP (13,15-13 ka BP). The  $^{14}\text{C}$  assessment of the New England varve chronology (Ridge *et al.*, 1999) is thus confirmed. Deglaciation of the entire St. Lawrence River valley took place within 1000  $^{14}\text{C}$  years. The chronology of ice retreat in southern Québec is shortened and made younger; this prompts major revision of the associated paleohydrological events.

**RESUMEN** *Datación con radiocarbono del efecto reservorio del Mar de Champlain durante la transición Pleistoceno-Holoceno: revisión cronológica de la desglaciación en el Québec meridional.* La edad de los macrorestos de plantas terrestres y una extrapolación fundada sobre el polen de los sedimentos subyacentes al estrato basal del lago postglaciar de Hemlock Carr (243 m), en el Mont Saint-Hilaire, muestran que la desglaciación local ocurrió hace unos 11 250 años BP ( $^{14}\text{C}$ ) (13,3-13,1 ka BP). La datación cruzada con radiocarbono de tales macrorestos (de hace unos 10 510  $\pm$  60 años BP [ $^{14}\text{C}$ ]) y de sedimentos de conchas marinas (alrededor de 12 200 años BP) depositados en el fondo del Lac Hertel (169 m) muestran una variación de aproximadamente 1700 años BP ( $^{14}\text{C}$ ) atribuida principalmente a un envejecimiento debido al agua superficial del Mar de Champlain. En el Lac Hertel, la extrapolación cronológica fundada en el análisis palinológico sitúa la invasión marina local hace unos 10 840 años BP ( $^{14}\text{C}$ ). A la escala regional, la edad de la invasión marina de las tierras bajas del San Lorenzo es estimada ser de hace unos 11 100  $\pm$  100 años BP ( $^{14}\text{C}$ ) (13,15-13 ka BP). Estas observaciones corroboran la cronología de los estratos de varve de Nueva Inglaterra (Ridge *et al.*, 1999). La desglaciación de todo el valle del San Lorenzo ocurrió en menos de 1000 años ( $^{14}\text{C}$ ). La cronología de desglaciación del Québec meridional es recortada y reubicada en un periodo mas reciente, lo cual trae consigo una revisión mayor de otros eventos paleohidrológicos contemporáneos.

## INTRODUCTION

La justesse des âges  $^{14}\text{C}$  des coquilles des mers épicontinentales postglaciaires est limitée par la variabilité de la teneur initiale en  $^{14}\text{C}$ . Cet effet réservoir des bassins marins, lié à la concentration en carbone inorganique dissous et au mode de circulation des eaux marines, s'ajoute aux variations de la teneur en  $^{14}\text{C}$  atmosphérique (Stuiver *et al.*, 1998). La très forte variabilité des réservoirs marins a pu être quantifiée dans quelques cas ; dans le bassin de la Baltique, les coquilles de la Mer postglaciaire Yoldia ont donné des âges vieillis de 1000 à 1500 ans  $^{14}\text{C}$  (Wastegård et Schoning, 1997) ; dans la mer de Norvège, le vieillissement est de l'ordre de 1000 ans (Björck *et al.*, 2003). Une semblable étude a livré un vieillissement de 600 à 1200 ans pour les âges de coquilles de la Mer de De Geer, sur la côte du Maine (Ridge *et al.*, 2001).

Au Québec, à la fin de l'épisode de la Mer de Champlain au début de l'Holocène, l'effet du réservoir local mesuré dans des coquilles de faciès intertidaux par rapport à l'âge de fragments de bois est au minimum de 350 ans (Occhietti *et al.*, 2001a). Ajoutés à l'effet du réservoir océanique d'une moyenne de 410 ans, c'est une correction de l'ordre de 760-800 ans qu'il faut alors appliquer aux âges conventionnels des coquilles marines ( $\delta^{13}\text{C} = -25\text{‰}$ ). Cet effet du réservoir local tardi-champlainien est inférieur à celui de l'ordre de 700 ans mesuré dans la région de Montréal pendant la phase plénimarine (Mott *et al.*, 1981) ; ce dernier livrerait une correction totale de l'ordre de 1100 ans.

Le vieillissement des âges de coquilles au début de l'invasion de la Mer de Champlain avait été examiné par Lasalle (1966) et par Karrow *et al.* (1975). Le doute sur la validité des âges de coquilles s'est confirmé dans les esprits par l'obtention d'âges supérieurs à 12 000 ans  $^{14}\text{C}$  BP dans l'ouest du bassin de la Mer de Champlain. Hillaire-Marcel *et al.* (1979) et Karrow (1981) ont attribué ce vieillissement à l'appauvrissement en  $^{14}\text{C}$  provoqué par l'apport de carbone inorganique provenant des eaux de fonte glaciaire. Conséquemment, faute de pouvoir évaluer la correction de réservoir additionnelle, locale, les âges obtenus ont été exprimés en « âges coquilles » (marines) ou en « âges coquilles de mers froides » par plusieurs auteurs (Hillaire-Marcel et Occhietti, 1977 ; Parent et Occhietti, 1988, 1999). Dans tous les cas, les âges coquilles étaient calculés par rapport à un  $\delta^{13}\text{C}$  de 0‰ que l'on signale maintenant par la mention « réservoir corrigé ». L'âge du début de la Mer de Champlain a cependant fait l'objet de plusieurs évaluations (Anderson, 1988 ; Rodrigues, 1988, 1992) qui démontraient le fort vieillissement de certains âges coquilles (voir discussion), sans toutefois estimer directement l'effet réservoir local.

La découverte de dépôts marins fossilifères comprenant à la fois des coquilles et des restes de plantes terricoles à la base des sédiments du lac Hertel au mont Saint-Hilaire, dans les basses terres du Saint-Laurent, va donc permettre d'examiner directement l'effet du réservoir local de carbone sur l'âge des coquilles marines durant la phase initiale de la Mer de Champlain. La possibilité de dater par SMA de petites quantités de débris végétaux terricoles échantillonnés à la base de tourbières et de lacs ouvre la voie à des données chronologiques indépendantes de l'effet des eaux dures par

rapport aux âges  $^{14}\text{C}$  obtenus à partir de boues organiques en vrac. Les âges  $^{14}\text{C}$  de débris végétaux terricoles deviennent donc le standard chronologique. La chronologie de la déglaciation a ainsi été rajeunie en Gaspésie (Richard *et al.*, 1997) ainsi qu'au sud du Témiscamingue (Anderson *et al.*, 2001) où elle est en concordance avec l'âge de la réavancée glaciaire de Marquette dans le lac Supérieur (Lowell *et al.*, 1999) ; elle s'accorde aussi au nouveau tracé de la Moraine de Saint-Narcisse (Occhietti, 2001) et des autres marges de l'Inlandsis laurentidien qui lui sont associées sur les Laurentides (Robert, 2001 ; Simard, 2003). En Nouvelle-Angleterre, la nouvelle chronologie de la déglaciation est basée sur les âges  $^{14}\text{C}$  de végétaux terricoles associés à la chronologie varvaire et à la mesure de la déclinaison magnétique rémanente (Ridge *et al.*, 1999). Paradoxalement, la chronologie de la déglaciation de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches du sud du Québec, c'est-à-dire de la région intermédiaire entre la Nouvelle-Angleterre, les Grands Lacs et les Laurentides, restait imprécise, fondée sur des âges incertains et contradictoires avec les nouvelles données.

Les objectifs de cet article sont : 1) de présenter de nouveaux âges  $^{14}\text{C}$  de la vallée centrale du Saint-Laurent, notamment du mont Saint-Hilaire, intégrés à leur cadre stratigraphique et palynostratigraphique, 2) de réévaluer la chronologie de la déglaciation régionale et du début de l'invasion de la Mer de Champlain en la comparant avec les cadres chronologiques des Laurentides, des Grands Lacs et de la Nouvelle-Angleterre, et 3) de dégager les implications générales de la nouvelle chronologie.

## DESCRIPTION DES SITES

Le mont Saint-Hilaire est la plus élevée des collines montréalaises (sommets à 411 m), dans les basses terres du Saint-Laurent (fig. 1). C'est un massif intrusif mis en place au Crétacé (99 Ma) dans des strates rocheuses ordoviciennes. Les roches locales sont alcalines (syénite à néphéline, gabbro, avec des lambeaux de calcaire et de marbre ordoviciens, et des cornéennes). L'érosion y a sculpté des dépressions de dimensions variables (0,3 à 373 ha) aujourd'hui comblées à divers degrés par des sédiments lacustres ou tourbeux accumulés depuis la dernière déglaciation.

Deux dépressions présentent un intérêt particulier en raison de l'épaisseur des sédiments qui s'y sont accumulés et de leur situation de part et d'autre de la limite altitudinale atteinte par la Mer de Champlain durant la dernière déglaciation (~190 m : David, 1972 ; Prichonnet *et al.*, 1987 ; ~200 m d'après la carte des isobases de Parent et Occhietti, 1988). La tourbière de Hemlock Carr (~5 ha ; altitude : ~243 m ; 45° 33' 24" N, 73° 08' 27" O) draine un bassin de ~62 ha (fig. 2). Orientée NO-SE, elle fait 600 m de long et atteint 113 m dans sa plus grande largeur. La tourbière est fortement encaissée dans le relief environnant. On y trouve généralement moins de 3 m de sédiments mais dans une étroite (<30 m) rainure de 300 m de longueur, leur épaisseur atteint localement 10 m. La tourbière est colonisée par une haute forêt comprenant diverses essences feuillues ou résineuses qui, toutes, se retrouvent aussi sur les versants escarpés. Le

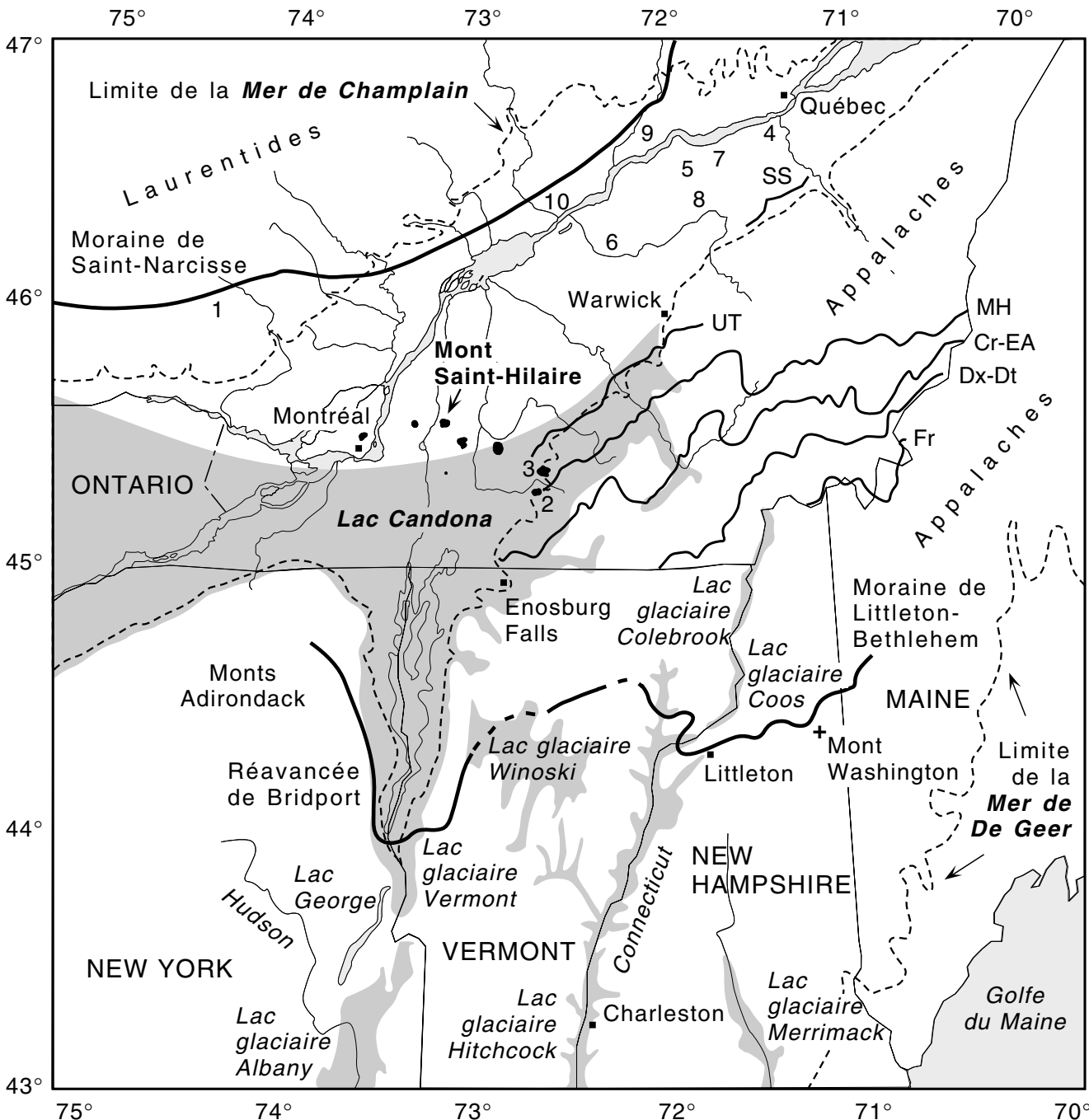


FIGURE 1. Carte de localisation du mont Saint-Hilaire parmi les collines montréalaises (en noir), dans les basses terres du Saint-Laurent, et des lacs proglaciaires le long des fleuves Hudson, Connecticut et Merrimack, en Nouvelle-Angleterre. L'extension maximale de la Mer de Champlain, de la Mer de De Geer (au Maine) et des principaux lacs proglaciaires est représentée. Les principales ceintures morainiques sont identifiées, notamment dans les Appalaches québécoises (SS : Saint-Sylvestre ; UT : Ulverton-Tingwick ; MH : Mont Ham ; Cr-EA : Cherry River-East Angus ; Dx-Dt : Dixville-Ditchfield ; Fr : Frontière). Les sites suivants mentionnés dans le tableau IV et dans le texte sont identifiés par des chiffres : 1. Lac à Saint-Germain ; 2. Lac Bromont ; 3. Tourbière du mont Shefford ; 4. Saint-Nicolas ; 5. Saint-Édouard ; 6. Saint-Sylvere ; 7. Sainte-Croix ; 8. Val Alain ; 9. Saint-Thuribe ; 10. La Gabelle. Sources : Parent et Occhietti, 1999 ; Ridge *et al.*, 1999.

Location map of Mont Saint-Hilaire among the Monteregian Hills (in black), in the St. Lawrence Lowlands, and of the proglacial lakes along the Hudson, Connecticut and Merrimack rivers in New England. Maximum extension of Champlain Sea, De Geer Sea (Maine) and of the major proglacial lakes is also represented. The main morainic belts are identified, mainly in the Québec Appalachians (SS: Saint-Sylvestre; UT: Ulverton-Tingwick; M: Mont Ham; Cr-EA: Cherry River-East Angus; Dx-Dt: Dixville-Ditchfield; Fr: Frontier). The sites mentioned in Table IV and in the text are numbered as follows: 1. Lac Saint-Germain; 2. Lac Bromont; 3. Mont Shefford peatland; 4. Saint-Nicolas; 5. Saint-Édouard; 6. Saint-Sylvere; 7. Sainte-Croix; 8. Val Alain; 9. Saint-Thuribe; 10. La Gabelle. Sources: Parent and Occhietti, 1999; Ridge et al., 1999.

réservoir Hertel (~31 ha; altitude : ~173 m; 45° 32' 45" N, 73° 09' 08" O) occupe la dépression la plus importante (373 ha) du mont Saint-Hilaire (fig. 2). Il est issu d'un lac naturel plus petit (~15 ha) dont le niveau originel (~169 m) a été plusieurs fois rehaussé depuis ~1750 ap. J.-C., lorsque le seigneur Hertel de Rouville y établit une première chaussée afin d'alimenter le moulin banal (Cardinal, 1980). Le seuil naturel du lac se situe donc à 20-30 m sous la limite marine cham-

plainienne. La profondeur d'eau atteint aujourd'hui 8,6 m près du versant situé au SSE du réservoir et 7,2 m environ au centre. Le lac abrite près de 10 m d'épaisseur de sédiments. Les dépôts de ces deux dépressions furent étudiés par Lasalle (1966) qui en dressa les premiers diagrammes polliniques et obtint des datations au  $^{14}\text{C}$  basales.

Les autres sites datés ou dont l'âge est utilisé dans cet article sont localisés soit sur la marge sud des Laurentides

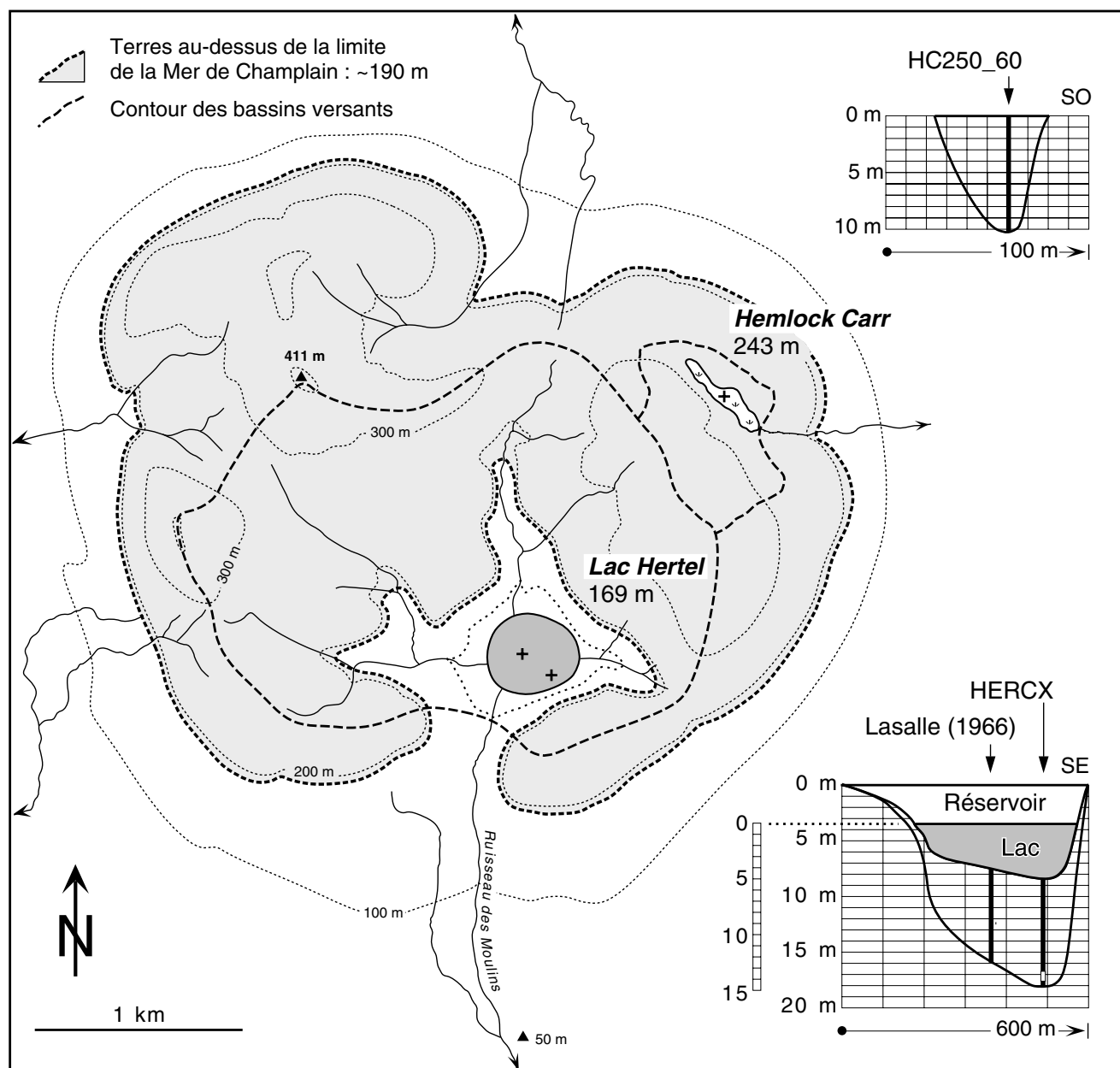


FIGURE 2. La tourbière de Hemlock Carr et le lac Hertel au Mont Saint-Hilaire, dans la Mer de Champlain. Les terres émergées figurent en grisé pâle. Le grisé foncé représente le lac Hertel original, dans l'actuel réservoir Hertel (contour pointillé). La pachymétrie des sédiments et la localisation des carottes se trouvent en médaillons : le trait noir représente le niveau d'eau naturel du lac Hertel ; l'unité marine de la carotte HERCX figure en blanc.

*The Hemlock Carr peatland and Lac Hertel on Mont Saint-Hilaire, within the Champlain Sea. Emerged land is shown in light gray tone. Dark gray represents the original Lac Hertel, within modern reservoir Hertel (dotted outline). Sediment thickness and core location are inserted for each site: the black dash corresponds to the water level of natural Lac Hertel; the marine unit of core HERCX is shown in white.*

(lac à Saint-Germain) ou dans le piémont appalachien (lac Bromont, tourbière du mont Shefford), soit dans la vallée moyenne du Saint-Laurent (coupes des rivières Nicolet et du Chêne), ou associés à la Moraine de Saint-Narcisse (fig. 1).

## MATÉRIEL ET MÉTHODES

Les sédiments de la tourbière de Hemlock Carr furent prélevés à 60 m du sentier qui longe la tourbière, sur un transect situé à 250 m environ de son extrémité NO (carottes HC250\_60). Une étude pachymétrique a permis d'identifier la zone où l'accumulation sédimentaire était la plus épaisse (fig. 2). L'échantillonnage fut réalisé en novembre 2002 au moyen d'un carottier russe (Jowsey, 1966) d'une longueur de 1 m comprenant une chambre demi-cylindrique de 7,5 cm de diamètre. Les sédiments du lac Hertel proviennent de la zone la plus profonde, qui est fortement décentrée vers le SO (fig. 2). Ils furent prélevés de 1998 à 2002 à l'aide d'un carottier de type Livingstone (Deevey, 1965) muni de tubes cylindriques de 5 cm de diamètre et de 1 m de longueur, manipulé à partir du couvert de glace, tôt au printemps ou en hiver. En février et en mars 2003, douze carottes basales additionnelles furent récoltées au même endroit (à 10 m près) pour obtenir le matériel nécessaire à la datation croisée de macrorestes terricoles et de coquilles marines.

Les sédiments furent extraits des carottiers sur le terrain (Hemlock Carr) ou en laboratoire (Hertel), enveloppés dans une pellicule de plastique recouverte d'une feuille d'aluminium, identifiés, puis conservés à 5 °C. La perte au feu (Dean, 1974) a permis d'évaluer le contenu organique (à 600 °C) et en carbonates (à 1 000 °C) des sédiments sur des échantillons de 1 cm<sup>3</sup> prélevés tous les centimètres (carottes basales) ou selon un intervalle allant de 2 à 4 cm. Ces mesures ont permis de relier les diverses carottes entre elles.

Les datations ont toutes porté sur des macrorestes de plantes terricoles ou sur des organismes marins (Pélécytopodes, Foraminifères) prélevés sur le plus petit intervalle sédimentaire possible, selon leur abondance dans les sédiments. Les restes furent extraits par tamisage humide (maille de 150 µm) à l'aide d'un jet d'eau à faible débit, puis identifiés à la loupe stéréoscopique à un grossissement maximal de 40 diamètres. Les niveaux à dater furent d'abord choisis pour estimer les changements du taux net de l'accumulation sédimentaire dans chacun des sites mais pour le présent objectif, une attention particulière fut portée à la datation des premiers macrorestes enregistrés dans les milieux de dépôt et à la datation de l'unité marine découverte à la base du lac Hertel.

L'analyse pollinique fut effectuée selon la procédure standard du Laboratoire Jacques-Rousseau (Richard, 1977), y compris la détermination de la concentration pollinique (le nombre de grains de pollen par centimètre cube de sédiment frais). Les assemblages polliniques permettent de comparer les sédiments de Hemlock Carr à ceux du lac Hertel sous l'angle palynostratigraphique et d'établir leur chronologie relative. Cette même procédure fut utilisée par Lasalle (1966), mais sans mesure de la concentration pollinique.

Le pollen accumulé dans les sédiments représente du temps. La durée correspondant aux couches sédimentaires

situées sous la date basale fut estimée par extrapolation en utilisant le taux d'accumulation pollinique moyen enregistré pour les couches situées juste au-dessus (King, 1985; Richard *et al.*, 1992). Cette procédure livre une durée minimale pour les couches sous-jacentes puisqu'il est probable que la végétation ayant produit le pollen ait alors été plus éparse, moins abondante et conséquemment que l'influx pollinique ait été beaucoup moins élevé. En l'absence de datations directes du pollen (Brown *et al.*, 1989), l'exercice livre un ordre de grandeur du temps écoulé dans les couches sédimentaires inférieures et permet une estimation plus juste de l'âge minimal de la déglaciation locale (tourbière de Hemlock Carr) ou de la sédimentation marine (lac Hertel).

L'ensemble des datations disponibles, nouvelles et publiées, est hétérogène. Les âges  $^{14}\text{C}$  de débris végétaux terricoles, âges conventionnels normalisés (ou corrigés) pour un  $\delta^{13}\text{C} = -25\text{‰}$  lorsque le  $\delta^{13}\text{C}$  est connu (sinon le  $\delta^{13}\text{C}$  est estimé à  $-25\text{‰}$  par défaut), constituent le standard chronologique, puisqu'ils reflètent directement la teneur du  $^{14}\text{C}$  atmosphérique au moment de la croissance des végétaux. Ils peuvent être directement étalonnés en années sidérales (programme CALIB 4-4, Stuiver *et al.*, 1998). Dans le texte, ils seront définis en ans  $^{14}\text{C}$  BP et seront la base de la chronologie régionale. Les âges  $^{14}\text{C}$  de boues organiques mélangées ou non à des débris végétaux risquent d'être vieillies à cause de la présence de carbonate inorganique dissous (effet des eaux dures). Ce vieillissement peut atteindre 2000 ans (Richard *et al.*, 1997; Anderson *et al.*, 2001) ou moins. Ces âges sont provisoirement rejetés ou cités avec précaution. Les âges calculés de coquilles marines, estimés par défaut ou corrigés pour un  $\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$ , ont été jusqu'à présent utilisés par presque tous les auteurs pour établir la chronologie  $^{14}\text{C}$  « coquilles marines » de la Mer de Champlain, compte tenu du fait qu'ils sont « réservoir corrigé » de 400 ou 410 ans et ainsi plus comparables aux âges de débris végétaux en négligeant l'effet du réservoir marin local. Par souci de cohérence avec les publications antérieures, et pour garder la donnée radiométrique initiale avant toute estimation de l'effet réservoir local, ces âges seront définis en ans  $^{14}\text{C}$  BP (coquilles marines) ou en ans coquilles; ils sont corrigés pour un  $\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$  lorsque le  $\delta^{13}\text{C}$  est connu.

Nous verrons plus loin que l'effet de réservoir océanique semble également varier dans le temps, notamment pendant le Dryas récent. Les âges conventionnels de coquilles marines sont, par convention internationale, établis par rapport à un  $\delta^{13}\text{C} = -25\text{‰}$ ; cela est effectué en ajoutant par défaut 410 ou 400 ans à l'âge calculé à partir de l'activité  $^{14}\text{C}$  de l'échantillon (lorsque le  $\delta^{13}\text{C}$  de l'échantillon n'est pas connu et est donc estimé à  $\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$ ), ou alors en ajoutant l'écart chronologique entre l'âge calculé à partir de l'activité  $^{14}\text{C}$  de l'échantillon et l'âge ramené à  $\delta^{13}\text{C} = -25\text{‰}$  lorsque le  $\delta^{13}\text{C}$  de l'échantillon est connu. On sait maintenant que l'effet de réservoir océanique (moyen) pendant le Dryas récent est à l'origine d'un vieillissement de l'ordre de 500 ou 600 ans (Bard *et al.*, 1994; Bondevik *et al.*, 1999; Schoning, 2002).

Enfin, l'âge de certains événements ne peut être mesuré directement, mais il peut être estimé en tenant compte soit d'un nombre de varves (Parent et Occhietti, 1999), soit d'un

taux de retrait glaciaire, de sédimentation ou de relèvement isostatique, soit de l'effet de réservoir local. Il convient donc d'appeler « âges estimés en ans  $^{14}\text{C}$  BP » ces appréciations chronologiques en années  $^{14}\text{C}$  BP qui seront susceptibles d'être réajustées dans le futur. Les âges étalonnés (ou « calibrés ») sont calculés en années sidérales ou « calendaires » à l'aide du programme CALIB 4.4 (Stuiver *et al.*, 1998) et présentés en « ka BP ». Ces âges sont calculés à partir d'âges de débris de plantes terricoles, ou à partir d'âges estimés.

## RÉSULTATS

### SÉDIMENTS

La tourbière de Hemlock Carr contient du till à la base, comme l'indique le refus au fonçage du carottier sur du matériel grossier anguleux, sans doute mince d'après les versants adjacents. Ce till est surmonté de 5 m de sédiments lacustres laminés, inorganiques d'abord, organiques et palustres ensuite, puis recouverts de 5 m de tourbe. Cette stratigraphie est la même que celle décrite par Lasalle (1966). Deux carottes basales (HC250\_60-1 et 2) d'un mètre de longueur, distantes de moins d'un mètre l'une de l'autre, furent prélevées; le fonçage par trois hommes s'est arrêté à 958 cm dans un cas et à 1 010 cm dans l'autre (fig. 3a). Un relief variable du till tapisant la cuvette est ainsi révélé. La perte au feu des deux carottes (fig. 3a) montre les mêmes tendances à l'augmentation de la proportion de matière organique dans la section qui leur est commune. La teneur en carbonates des sédiments va de 40 mg/cm<sup>3</sup> (sur les 8 premiers centimètres) à 4 mg/cm<sup>3</sup> dans la carotte HC250\_60-1. Elle ne dépasse pas 10 mg/cm<sup>3</sup> dans l'autre carotte basale. La comparaison des deux carottes montre des taux d'accumulation différents traduisant l'effet du micro-relief du fond de la cuvette sur la sédimentation initiale (fig. 3a).

Le réservoir Hertel abrite du till (aussi identifié par Lasalle, 1966); on a trouvé des cailloux anguleux striés à la base d'une des carottes. Ce till est surmonté de 40 cm environ de sédiments inorganiques (glaciolacustres ou glaciomarins distaux ?) sans Pélécypodes ni Foraminifères, puis de 85 cm de sédiments marins à Pélécypodes et Foraminifères absents dans la carotte de Lasalle (1966); le tout est recouvert par des sédiments lacustres (8,3 m) de plus en plus organiques (fig. 3b). L'unité marine représente manifestement la Mer de Champlain. Les multiples carottages dont la partie la plus profonde du lac a fait l'objet furent combinés en une séquence synthétique identifiée par le sigle HERCX (carotte du lac HERTel, Centrale, combinée X) à laquelle furent ramenées les diverses profondeurs sous l'interface eau/sédiments. Le raccord des carottes fut effectué à l'aide des courbes polliniques et de la perte au feu pour la partie organique, et par l'examen minutieux de la stratigraphie des treize carottes. Les sédiments inorganiques de la base de la carotte (sous 770 cm) sont silteux (80 %), avec du sable fin (2 %) à très fin (10 %) et un peu d'argile (3-8 %). La teneur en carbonates des sédiments va de 38 mg/cm<sup>3</sup> (sur les 50 premiers centimètres) à 2 mg/cm<sup>3</sup> dans les sédiments lacustres organiques (gyttja). L'unité marine et les sédiments qui l'encaissent présentent de nombreux changements de granulométrie qui se retrouvent selon la même succession dans l'ensemble des treize carottes basales examinées.

### DONNÉES PALYNOLOGIQUES

La zonation pollinique du Québec établie par Richard (1977, 1989, 1994a) fut utilisée pour comparer les diagrammes entre eux, tant ceux dressés par Lasalle en 1965-66 que les nôtres (fig. 4). Cette zonation reconnaît un stade initial de désert (zone pollinique 1a), un stade subséquent de toundra herbacée (zone 1b) et un stade de toundra arbustive (zone 1c) au sein de la séquence postglaciaire non arboréenne. La phase d'afforestation subséquente (zone pollinique 2) comprend des modalités variées où l'épinette noire (*Picea mariana*) et le tremble (*Populus tremuloides*) jouent le rôle principal (sous-zones polliniques 2a et 2b), souvent accompagnés de l'aulne crispé (*Alnus crispa*). La phase finale est la forêt fermée, dense (zone pollinique 3).

Dans le cas de la tourbière de Hemlock Carr (fig. 4), la phase quasi-désertique à pollen rare (1a), caractérisée par la forte proportion (en %) du pollen arboréen de source extrarégionale, et la phase subséquente de l'instauration progressive de la toundra (1b) sont toutes deux bien représentées à la base de notre diagramme (fig. 4). Seule la fin de la phase de toundra (1b) est représentée dans le diagramme de Lasalle. Dans le cas du lac Hertel, la phase initiale de désert (1a) est absente dans les deux diagrammes (fig. 4). La toundra herbacée (1b) couvre plus de 2 m d'accumulation sédimentaire dans notre diagramme, mais elle est tronquée à la base (forte représentation des herbes), le désert initial (1a) étant absent. Le diagramme de Lasalle débute à la toute fin de la phase de toundra (1b). Le diagramme pollinique de l'Holocène du lac Hertel est déjà connu (Lasalle, 1966; Muller *et al.*, 2003).

La comparaison palynostratigraphique indique donc que l'accumulation sédimentaire au lac Hertel s'est effectuée plus tardivement qu'à la tourbière de Hemlock Carr, pendant la phase de toundra herbacée (1b) puis quand les arbustes étaient déjà bien représentés par leur pollen. La concentration pollinique augmente irrégulièrement du désert (1a) à la toundra (1b) dans les sédiments de Hemlock Carr, et doucement au sein de la toundra (1b) dans ceux du lac Hertel (fig. 4, colonnes de droite). Dans tous les diagrammes, la toundra arbustive à bouleau glanduleux (1c) est absente. L'afforestation paraît s'être effectuée surtout par l'épinette (noire ?), mais apparemment sans avoir durablement constitué de pessières denses. Les données macrofossiles permettent de préciser la composition de la végétation initiale autour de chacun des milieux de dépôt.

### DONNÉES MACROFOSSILES

L'identité des organismes dont les restes furent trouvés dans les niveaux examinés pour fins de datation figure aux tableaux I et II.

À la tourbière de Hemlock Carr (tabl. I), les premiers restes de plantes trouvés en quantité datable sont surtout ceux de plantes à affinités arctiques-alpines (encadrées au tabl. I). Au sommet de cette carotte (867-865 cm), des restes du bouleau blanc (*Betula papyrifera*) et du pin blanc (*Pinus strobus*) abondent déjà à côté des restes de plantes arctiques-alpines. Par ailleurs, c'est le pin blanc qui a fourni le plus de matériel

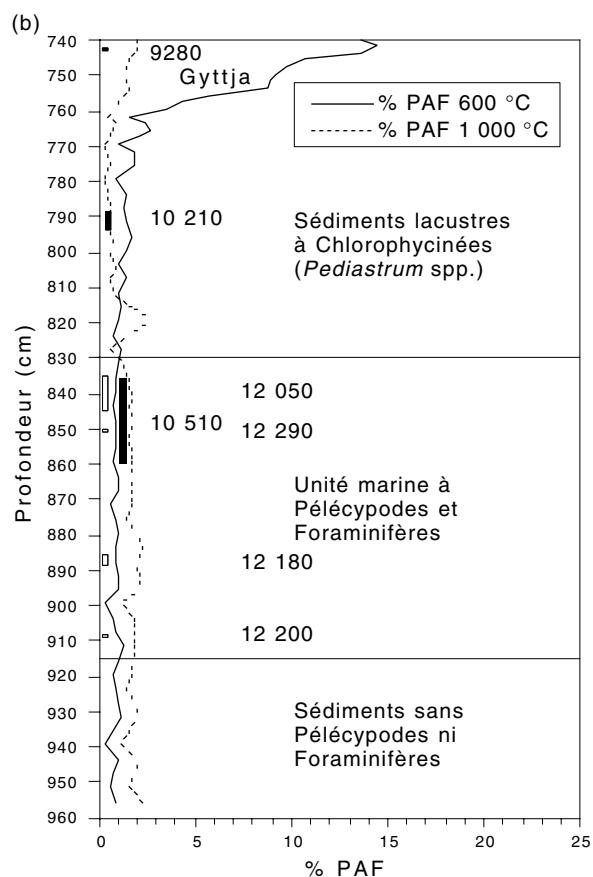
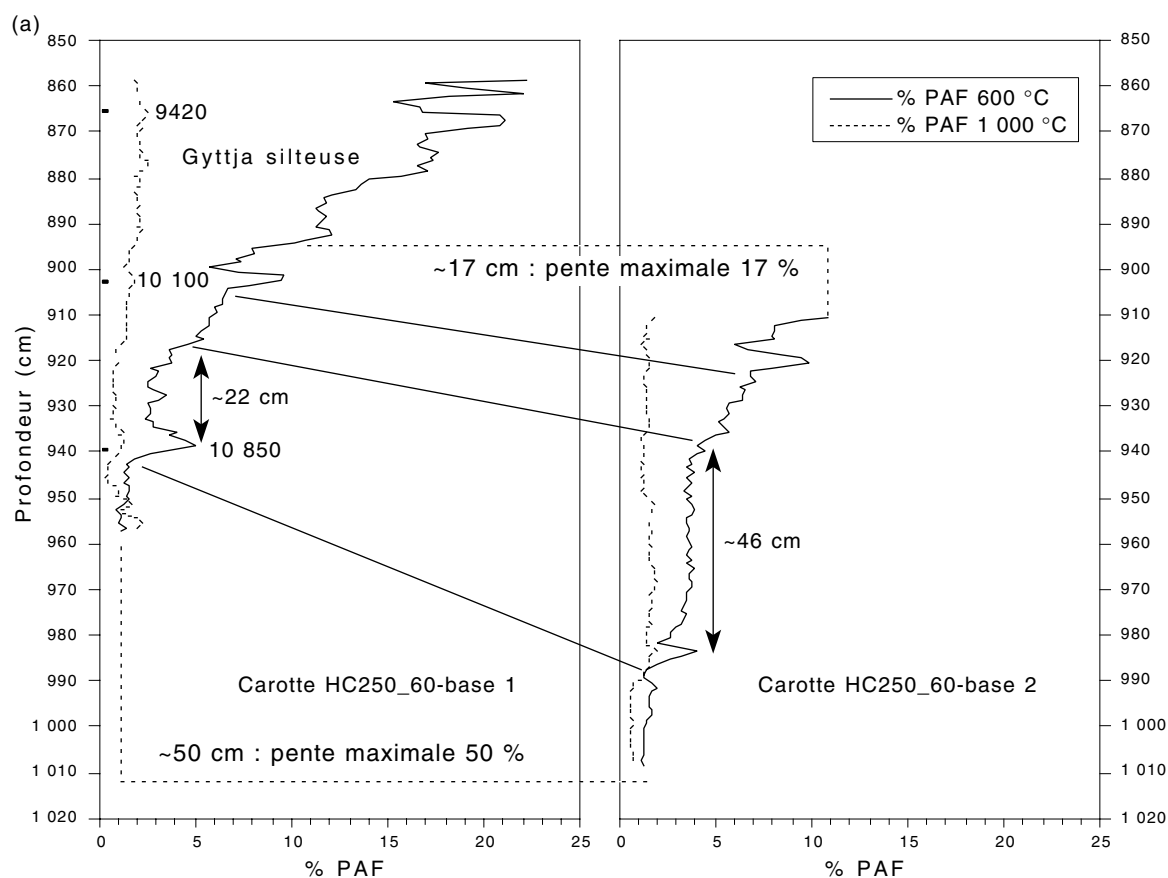


FIGURE 3. Perte au feu (PAF à 600 et à 1 000 °C) des sédiments de la base des deux carottes de la tourbière de Hemlock Carr (a) et de celle de la carotte composite du lac Hertel (b). Les niveaux datés sont identifiés par un rectangle noir (macrorestes terricoles) ou un rectangle blanc (coquilles marines), et les âges sont livrés en regard de chacun.

Loss on ignition (PAF at 600 and at 1 000 °C) of the basal sediments of the two cores from Hemlock Carr peatland (a) and of the composite core from Lac Hertel (b). Dated levels are identified by a black (terrestrial plant remains) or white (marine shells) rectangle, and the ages are given accordingly.



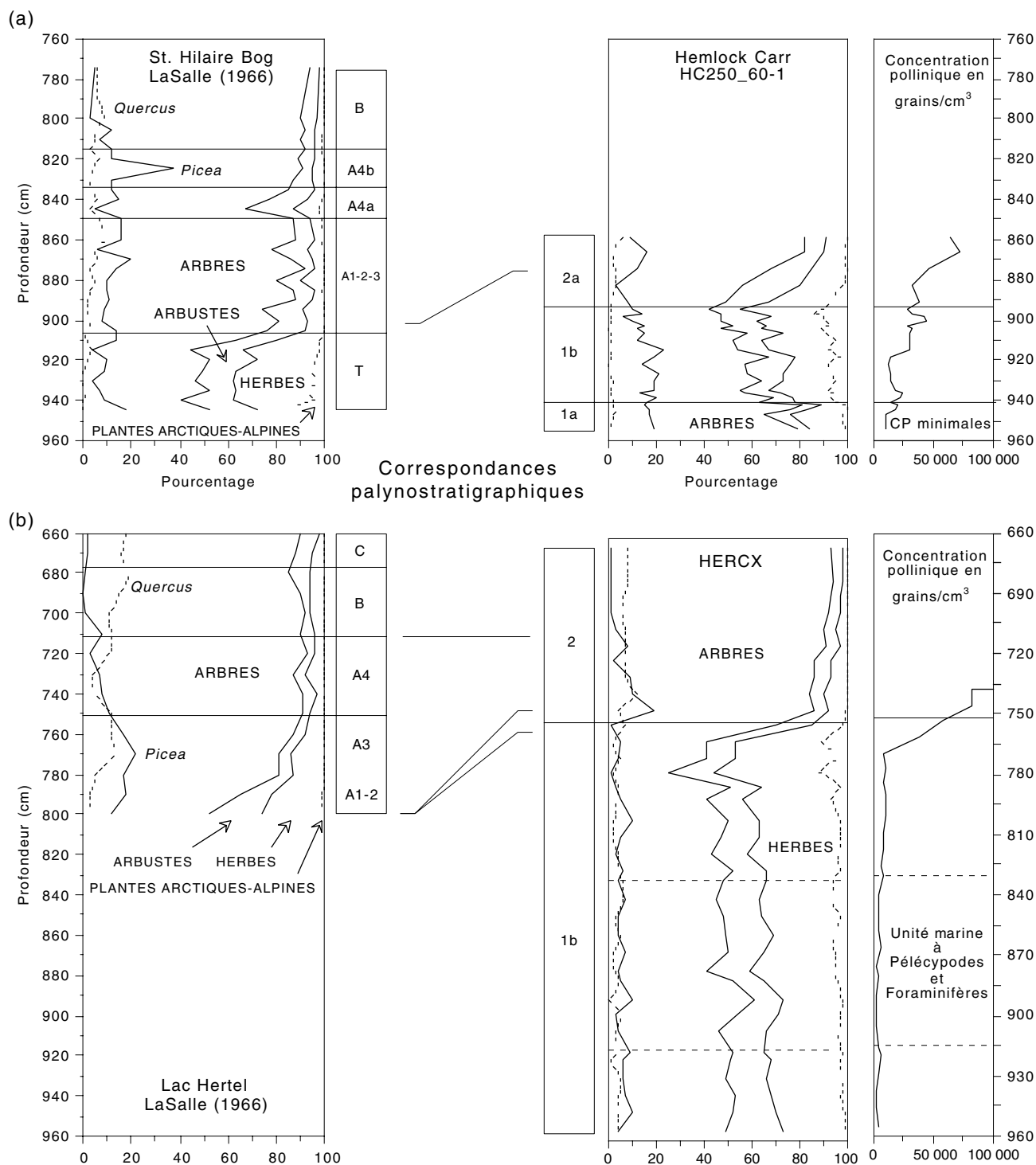


FIGURE 4. Diagrammes polliniques simplifiés de la base des sédiments de la tourbière de Hemlock Carr (a) et du lac Hertel (HERCX) (b) produits par Lasalle (à gauche) et par notre laboratoire (à droite). Les diagrammes de Lasalle (1966) ont été reconstitués à partir des figures publiées. La zonation pollinique de Deevey (1958) y est représentée (zones T, A, B et C), en relation avec la zonation (zones 1a, 1b, 2 et 2a) de Richard (1977). Les correspondances palynostratigraphiques sont figurées par des traits reliant les diagrammes.

Simplified pollen diagrams from the basal sediments of Hemlock Carr peatland and Lac Hertel (HERCX) produced by Lasalle (left) and in our laboratory (right). Lasalle (1966) diagrams were redrawn from the original published figures. Deevey's (1958) pollen zonation is represented (zones T, A, B et C), in relation with that of Richard (1977) (zones 1a, 1b, 2 et 2a). The pollen stratigraphical relationships are materialized by the lines between the diagrams.

TABLEAU I

Aperçu du contenu macrofossile des sédiments de la tourbière de Hemlock Carr

Profondeur supérieure (cm) <sup>1</sup> :	<b>952</b>	<b>950</b>	<b>940</b>	<b>939</b>	<b>938</b>	<b>902</b>	<b>867</b>	<b>865</b>	<b>649</b>	<b>600</b>	<b>577</b>	<b>555</b>	<b>500</b>	<b>451</b>
Profondeur inférieure (cm) <sup>1</sup> :	<b>958</b>	<b>952</b>	<b>943</b>	<b>940</b>	<b>939</b>	<b>903</b>	<b>869</b>	<b>867</b>	<b>650</b>	<b>601</b>	<b>578</b>	<b>556</b>	<b>501</b>	<b>452</b>
Taxons identifiés <sup>2</sup>														
<i>Potentilla</i> sp.	X	X												
<i>Salix herbacea</i>	X	X	X	X	X									
<i>Rumex</i> cf. <i>triangulivalvis</i>		X												
<i>Dryas integrifolia</i>		X	X	X	X									
<i>Senecio</i> sp.			X											
<i>Saxifraga stellaris</i>				X										
<i>Saxifraga oppositifolia</i>				X										
<i>Vaccinium uliginosum</i>				X			X	X						
<i>Oxyria digyna</i>						X								
<i>Salix</i> nain							X	X						
<i>Betula glandulosa</i>							X	X						
<i>Picea</i> type <i>mariana</i>							X	X						
<i>Betula papyrifera</i>								X	X					X
<i>Pinus strobus</i>								X	X	X	X	X	X	X
<i>Tsuga canadensis</i>								X					X	
<i>Larix laricina</i>											X			X
<i>Betula alleghaniensis</i>											X			
<i>Decodon verticillatus</i>											X	X		
<i>Pilea pumila</i>												X	X	
<i>Boehmeria cylindrica</i>												X	X	
<i>Scirpus lacustris</i>														X
<i>Carex</i> sp. (trois côtés)														X
<i>Thuja occidentalis</i>														X

1. Les profondeurs des niveaux datés figurent en caractères gras ; les autres sont en italiques.

2. Taxons ordonnés selon leur apparition dans les sédiments ; ceux d'affinité arctique-alpine sont encadrés.

datable entre les niveaux 649 et 451 cm, à la tourbière de Hemlock Carr.

Au lac Hertel (tabl. II), les couches de l'unité marine ont livré des valves de *Portlandia arctica* et de *Macoma* sp. dont plusieurs sont entières, de même que des Foraminifères (*Elphidium* cf. *excavatum*). D'autres espèces de Foraminifères et des Ostracodes sont présents (J.-P. Guilbault, communication personnelle, 2003). Cette unité marine, entre 915 et 830 cm de profondeur dans la carotte HERCX, contient des restes de plantes terricoles, arctiques-alpines pour plusieurs (encadrés au tabl. II). Il a fallu rassembler les restes disséminés dans les douze carottes basales additionnelles, entre 836 et 860 cm, pour obtenir la masse suffisante pour la datation. L'intervalle sédimentaire correspondant fait donc 24 cm, soit au maximum 85 ans de sédimentation si l'on évalue à 300 ans la durée de sédimentation des 85 cm, ce qui ne devrait pas entraîner de problèmes pour la comparaison avec les âges portant sur les coquilles. Dans les sédiments lacustres surmontant l'unité marine, les restes qui furent datés sont surtout

ceux du bouleau blanc, du pin blanc et de la pruche (*Tsuga canadensis*). L'absence de Pélécypodes et d'Ostracodes dans les sédiments situés sous 915 cm pourrait signifier qu'ils sont d'origine glaciolacustre, auquel cas ils pourraient s'être déposés dans le Lac proglaciaire Candona ; cette hypothèse reste néanmoins peu probable en raison de la localisation du mont Saint-Hilaire à 35-40 km au nord de la position estimée du front glaciaire au moment de l'ouverture de la mer (Parent et Occhietti, 1988). Il pourrait donc s'agir d'un petit lac juxtaglaciale autour du mont, ou d'une phase marine initiale non fossilifère.

#### ÂGES <sup>14</sup>C AU MONT SAINT-HILAIRE

Les âges <sup>14</sup>C obtenus paraissent au tableau III. La relation entre l'âge et la profondeur des sédiments est illustrée à la figure 5, à partir des dates sur macrorestes terricoles. Toutes ces dates, sauf celle des niveaux 451-452 cm de Hemlock Carr, présentent des valeurs de fractionnement isotopique

TABLEAU II  
Aperçu du contenu macrofossile des sédiments du lac Hertel

Profondeur supérieure (cm) <sup>1</sup> :	908	885	836	850	835	792	788	742	675	621	570	475	353	224
Profondeur inférieure (cm) <sup>1</sup> :	909	889	860	851	845	793	793	743	679	622	576	479	358	233
Taxons identifiés <sup>2</sup>														
<i>Portlandia arctica</i>	X													
<i>Macoma</i> sp.		X		X										
<i>Elphidium</i> cf. <i>excavatum</i>					X									
<i>Dryas integrifolia</i>			X			X	X							
<i>Salix herbacea</i>			X			X	X							
<i>Salix</i> sp.			X				X							
cf. <i>Saxifraga</i>			X											
<i>Shepherdia canadensis</i>			X											
Brassicaceae			X											
<i>Carex</i> sp.			X			X								
<i>Juncus</i> sp.			X											
cf. <i>Potentilla</i> sp.							X							
cf. <i>Cerastium</i> sp.							X							
cf. Polygonaceae							X							
bois de <i>Picea</i> ou de <i>Larix</i>								X						
<i>Betula papyrifera</i>									X		X		X	X
<i>Pinus strobus</i>									X		X	X	X	X
<i>Tsuga canadensis</i>									X		X	X	X	X
<i>Larix laricina</i>									X					
<i>Eupatorium maculatum</i>									X					
<i>Typha</i> sp.									X		X		X	X
Poaceae									X					
<i>Acer rubrum</i>										X				
<i>Picea</i> sp.											X			
<i>Betula</i> sp.											X			
<i>Betula alleghaniensis</i>												X		
<i>Triadenum fraseri</i>												X		
<i>Impatiens capensis</i>												X		
<i>Bidens</i> sp.												X		

1. Les profondeurs des niveaux datés figurent en caractères gras ; les autres sont en italiques.

2. Taxons ordonnés selon leur apparition dans les sédiments. Les sédiments marins sont situés à gauche de la ligne verticale. Les macrorestes terricoles trouvés dans les sédiments marins sont encadrés. Les profondeurs sont celles du profil combiné HERCX.

de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -28 et -26 ‰ qui indiquent l'équilibre avec le carbone de l'atmosphère pour ce type de matériel (tabl. III).

L'âge  $^{14}\text{C}$  sur macrorestes de plantes terricoles cernant le début de l'accumulation sédimentaire à la tourbière de Hemlock Carr est de  $10\,850 \pm 40$  ans  $^{14}\text{C}$  BP. Au lac Hertel, cet âge est de  $10\,510 \pm 60$  ans  $^{14}\text{C}$  BP. Le décalage chronologique dans l'accumulation sédimentaire initiale entre la tourbière de Hemlock Carr et le lac Hertel est corroboré par la palynostratigraphie (fig. 4).

Au site de Hemlock Carr (fig. 5a), l'allure de la courbe de l'âge selon la profondeur des sédiments est modifiée entre 650 et 550 cm par la transition entre les sédiments lacustres

et les sédiments tourbeux. A la base, les trois dates s'alignent en une droite malgré l'augmentation de la teneur en matière organique (fig. 3a). Pour les lacs, ce genre de courbes affiche le plus souvent un fort taux initial suivi d'une diminution, l'ensemble présentant une allure sigmoïde (Livingstone, 1957). À Hemlock Carr, le taux initial constant entre les trois niveaux datés à la base des sédiments résulte sans doute de la pénurie de matériaux pouvant être mobilisés sur les pentes rocheuses environnant le petit lac, en l'absence d'affluents. Au lac Hertel, l'allure de la courbe de l'âge selon la profondeur est sigmoïde, le taux initial étant important en raison des apports détritiques dans un bassin versant drainé par deux

TABLEAU III  
Données chronologiques de la tourbière de Hemlock Carr et du lac Hertel<sup>1</sup>

Niveaux (cm)	Âge $^{14}\text{C}$ BP conventionnel <sup>2</sup>	Âge BP étalonné CALIB 4.0	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Numéro du laboratoire
<b>Tourbière de Hemlock Carr</b>				
451-452	4520 $\pm$ 50	5280	-24,4	Beta-176145
500-501	4920 $\pm$ 50	5635	-26,3	Beta-176146
555-556	5250 $\pm$ 50	6000	-25,9	Beta-176147
577-578	5290 $\pm$ 50	6025	-26,0	Beta-176148
600-601	5560 $\pm$ 50	6315	-27,6	Beta-176149
649-650	6880 $\pm$ 50	7685	-25,6	Beta-176150
865-867	9420 $\pm$ 40	10 655	-27,2	Beta-176151
902-903	10 100 $\pm$ 40	11 660	-27,1	Beta-176152
939-940	10 850 $\pm$ 40	12 910	-27,7	Beta-176153
<b>Lac Hertel</b>				
224-233	2330 $\pm$ 90	2335	—	TO-10251
353-358	3130 $\pm$ 90	3320	—	TO-10252
475-479	4330 $\pm$ 80	4940	—	TO-10250
570-576	5510 $\pm$ 90	6315	—	TO-8732
621-622	6230 $\pm$ 70	7115	—	TO-8735
675-679	7890 $\pm$ 70	8765	—	TO-8733
742-743	9280 $\pm$ 90	10 460	—	TO-8734
788-793	10 210 $\pm$ 60	11 975	-28,3	Beta-178841
835-845	<b>12 050 <math>\pm</math> 80</b>	—	—	TO-10248
850-851	<b>12 290 <math>\pm</math> 40</b>	—	-0,5	Beta-178100
836-860	10 510 $\pm$ 60	12 585	-28,6	Beta-179065
885-889	<b>12 180 <math>\pm</math> 40</b>	—	-2,4	Beta-177292
908-909	<b>12 200 <math>\pm</math> 80</b>	—	—	TO-10249

1. L'identité des restes d'organismes datés figure aux tableaux I et II.

2. Les caractères gras identifient les dates sur matériel marin.

ruisseaux et alors occupé par une toundra éparse (fig. 3b et 4). On ne note pas d'augmentation de la concentration pollinique entre les niveaux plus profonds, de 850 à 790 cm, par rapport à la concentration des niveaux 790 à 742 cm ; la relation temps/épaisseur reste donc constante. La courbe de la figure 5b est donc corroborée par le contenu pollinique des sédiments.

L'écart entre les dates de Lasalle (1966) et les nouvelles datations est de ~1700 ans  $^{14}\text{C}$  à Hemlock Carr (« St. Hilaire Bog » de Lasalle), et de ~670 ans  $^{14}\text{C}$  au lac Hertel. Les dates obtenues par Lasalle, qui portaient sur la matière organique totale des premiers sédiments lacustres (gyttja) datables selon les techniques de l'époque sont donc trop vieilles. Dans le cas de la tourbière de Hemlock Carr, la présence de craie lacustre (marne) est attestée à la base de certaines carottes. Le carbone mort dérivé des roches environnantes a donc affecté la proportion de  $^{14}\text{C}$  présente dans le sédiment, phénomène qui s'applique peut-être aussi au lac Hertel dont le bassin versant comprend également des lambeaux de calcaire et de marbre.

## ESTIMATIONS ET DONNÉES CHRONOLOGIQUES COMPLÉMENTAIRES

Extrapolation de la durée de sédimentation au mont Saint-Hilaire d'après le pollen

La tourbière de Hemlock Carr présente ~18 cm de sédiments (carotte HC250\_60-1) sous la date basale et au-dessus du till. Au lac Hertel, c'est ~104 cm (d'après la profondeur moyenne de l'intervalle daté, moyenne pondérée par la masse des macrorestes récoltés pour la datation). Ces sédiments représentent une durée que leur contenu en pollen permet d'évaluer.

**Âge de la déglaciation à Hemlock Carr.** Le taux d'accumulation pollinique moyen dans les couches situées entre 939,5 et 902,5 cm du bassin de Hemlock Carr (carotte HC250\_60-1) est de 1 100 grains/cm<sup>2</sup>/an  $^{14}\text{C}$  entre 10 850 et 10 100 ans  $^{14}\text{C}$  BP. À ce taux, le pollen contenu dans les sédiments accumulés plus bas, entre 939,5 et 958 cm, représente 250 ans  $^{14}\text{C}$  puisque la concentration pollinique moyenne est de 14 905 grains/cm<sup>3</sup>. C'est un minimum absolu, car les

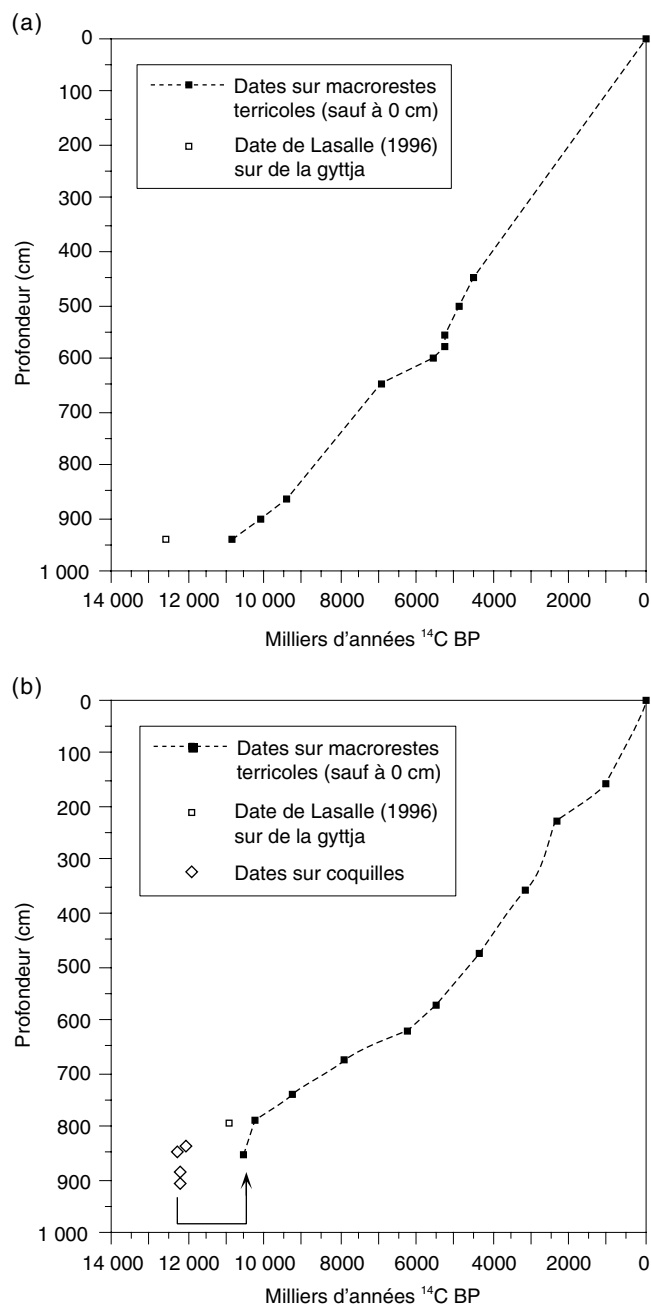


FIGURE 5. Courbes de l'âge selon la profondeur des sédiments à Hemlock Carr (a) et au lac Hertel (b). Les dates obtenues par Lasalle (1966) y sont reportées selon leur profondeur originelle. La flèche indique la datation croisée à la base du lac Hertel. Un tireté relie les dates retenues pour la chronologie. Le taux d'accumulation est plus rapide dans l'unité marine à la base des sédiments du lac Hertel (voir le texte).

Age-depth curves of the sediments at Hemlock Carr (a) and Lac Hertel (b). The dates obtained by Lasalle (1966) are reported at their original depth. The arrow indicates the paired dates at the bottom of Lac Hertel. A dashed line links the dates used for the chronology. The accumulation rate is higher in the marine unit at the base of Lac Hertel (see text).

assemblages polliniques correspondants (zone 1a) traduisent un désert périglaciaire beaucoup moins productif (fig. 4) qui pourrait correspondre à une durée deux fois plus longue, ce qui situe l'âge estimé du début de l'accumulation sédimentaire à Hemlock Carr entre 11 350 et 11 100 ans  $^{14}\text{C}$  BP (13,3-13,1 ka BP). Le sommet du mont Saint-Hilaire a donc émergé des glaces vers 11 250  $\pm$  150 ans  $^{14}\text{C}$  BP (âge estimé), avec un front glaciaire situé plus au sud.

**Âge estimé de la paléo-baie marine du lac Hertel.** Le taux d'accumulation pollinique moyen dans les couches situées entre 790,5 et 853 cm du bassin du lac Hertel est de 1 446 grains/cm<sup>2</sup>/an  $^{14}\text{C}$ . À ce taux, le pollen contenu dans les sédiments accumulés plus bas, entre 853 et 957 cm, représente 254 ans  $^{14}\text{C}$  de sédimentation. C'est ici une durée acceptable car les assemblages polliniques correspondants traduisent une toundra dont la productivité est semblable sur le plan pollinique (fig. 4). En ajoutant l'erreur-type de la datation de 10 510  $\pm$  80 ans  $^{14}\text{C}$  BP, l'âge du début de la sédimentation au lac Hertel et l'erreur estimés par cette approche seraient de 10 850  $\pm$  100 ans  $^{14}\text{C}$  BP. En tenant compte de la position du mont Saint-Hilaire en retrait de 30-40 km environ par rapport à la position estimée du front de l'inlandsis au moment de l'ouverture de la Mer de Champlain (carte des isobases de Parent et Occhietti, 1988) et d'un taux de retrait minimal de 200 m/an, l'âge local estimé du début de cette mer serait de 11 000 ans  $^{14}\text{C}$  BP (13 ka BP), âge apparemment trop proche de celui de 10 900 ans  $^{14}\text{C}$  BP (12,95 ka BP) obtenu au lac à Saint-Germain, dans les Laurentides (voir l'analyse critique).

Durée de l'épisode marin au lac Hertel d'après le taux apparent de relèvement isostatique

D'après la carte des isobases du niveau marin de la Mer de Champlain de Parent et Occhietti (1988), le niveau marin relatif initial à l'emplacement du mont Saint-Hilaire était à 200 m, soit environ 30 m au-dessus du niveau actuel du seuil naturel du lac Hertel et 45 m au-dessus du fond du lac. Le taux initial de relèvement isostatique apparent dans la région de Montréal est estimé à 10 cm/an (Hillaire-Marcel, 1974). L'épisode marin aurait donc duré au plus 300 ans au lac Hertel. Cela corrobore l'extrapolation chronologique fondée sur le pollen.

#### Âges $^{14}\text{C}$ d'autres sites

En raison de l'effet des eaux dures sur les âges de sédiments de fond de lac datés en vrac, nous avons repris la datation de sites-clés mais sur des débris végétaux terricoles; ce sont le lac Bromont (Fortin, 2002) et la tourbière du mont Shefford (Richard, 1978), les deux montérégiennes les plus méridionales (fig. 1), ainsi que le lac à Saint-Germain, dans les Laurentides, au sud de la Moraine de Saint-Narcisse (Savoie et Richard, 1979) (fig. 1; tabl. IV). Le lac Bromont a livré une date basale sur macrorestes terricoles de 10 240  $\pm$  210 ans  $^{14}\text{C}$  BP (Beta-158453) et le lac à Saint-Germain, une date de 10 900  $\pm$  40 ans  $^{14}\text{C}$  BP (Beta-180797). Ces données confirment notre révision chronologique de la déglaciation du Québec méridional et infirment les datations antérieures obtenues dans les Appalaches québécoises qui étaient déjà reconnues comme

TABLEAU IV  
Autres datations du Québec méridional

Sites	Âge <sup>14</sup> C calculé ( $\delta^{13}\text{C} = 0 \text{ ‰}$ )	Âge <sup>14</sup> C conventionnel ( $\delta^{13}\text{C} = -25 \text{ ‰}$ )	Âge étalonné BP CALIB 4.4 <sup>1</sup> maximal minimal	Aire de probabilité (%)	N° de laboratoire <sup>2</sup>	$\delta^{13}\text{C}$ PDB (‰)	Espèce ou matériel daté	Références
<b>Datations croisées</b>								
Mont Saint-Hilaire	11 100 ± 100 10 800 ± 100 -	11 500 ± 100 11 200 ± 100 10 100 ± 150	11 780 11 330	75	GSC-2195 idem GSC-2200		<i>Macoma balthica</i> ext. <i>Macoma balthica</i> int. bois	Mott <i>et al.</i> , 1981
Saint-Nicolas	- 9810 ± 70 -	9790 ± 60 10 220 ± 70 9470 ± 40	10 810 10 340 10 780 10 580	82 73	Beta-115199 Beta-143298 Beta-143297	-24,7	<i>Odobenus rosmarus</i> : os <i>Hiatella arctica</i> bois	Occhietti <i>et al.</i> , 2001a Occhietti <i>et al.</i> , 2001a Occhietti <i>et al.</i> , 2001a
<b>Débris végétaux basaux</b>								
Lac Bromont	-	10 240 ± 210	12 660 11 260 12 340 11 560	98 (2σ) 91 (1σ)	Beta-158453 idem		débris terricoles	Fortin, 2002 et ce texte
Lac à Saint-Germain	10 940 ± 40	10 900 ± 40	13 130 12 820	90	Beta-180797	-27,7	débris terricoles	Ce texte
Mont Shefford (tourbière)	10 180 ± 150	10 170 ± 150	12 790 11 230	95	Beta-183529	-25,7	débris terricoles	Ce texte
<b>Début de l'invasion marine, en eaux profondes</b>								
Rivière du Chêne, St-Édouard	11 300 ± 100	11 700 ± 100			GSC-5927	+0,57	<i>Balanus hameri</i>	Occhietti <i>et al.</i> , 2001a
Saint-Sylvere	11 500 ± 110	11 900 ± 110			GSC-5854	+0,54	<i>Hiatella arctica</i>	Hétu <i>et al.</i> , 1995
<b>Communautés postérieures au hiatus d'érosion, début de l'Holocène</b>								
Sainte-Croix	10 200 ± 100	10 600 ± 100			GSC-5987	-1,00	<i>Mya arenaria</i>	Occhietti <i>et al.</i> , 2001a
Val-Alain	10 370 ± 60	10 790 ± 60			Beta-115872		<i>Hiatella arctica</i>	Occhietti <i>et al.</i> , 2001a
Ruisseau Bourret	10 100 ± 70	10 560 ± 70			Beta-125968	+2,90	<i>Hiatella arctica</i>	Cummings et Occhietti, 2001
<b>Mer de Goldthwait : âges avec fort effet de réservoir local</b>								
Les Éboulements	11 910 ± 100	12 320 ± 110			Beta-143295		<i>Hiatella arctica</i>	Ce texte
Pointe au Bouleau	11 740 ± 140	12 150 ± 140			UL-1029		<i>Hiatella arctica</i>	Dionne et Occhietti, 1996
<b>Moraine de Saint-Narcisse</b>								
St-Thuribe	10 830 ± 40	11 240 ± 40			Beta-143300	-2,10	<i>Portlandia arctica</i>	Ce texte
Rivière La Fourche	11 300 ± 160	11 700 ± 160			GSC-1729		<i>Portlandia arctica</i>	Occhietti, 1976
La Gabelle	11 100 ± 90	11 500 ± 90			GSC-2045		<i>Portlandia arctica</i>	Occhietti, 1976

1. Stuiver et Reimer, 1993; Stuiver *et al.*, 1998.

2. UL = Université Laval, Québec; GSC = Geological Survey of Canada, Ottawa; Beta = Beta Analytic, Floride.

trop vieilles (Mott, 1977). D'autre part, des fragments de coquilles de *Portlandia arctica* prélevés à la base de la Moraine de Saint-Narcisse donnent un âge coquille marine direct du début de la phase de stabilisation, de  $10\,830 \pm 40$  ans  $^{14}\text{C}$  BP coquilles (Beta-143300) à Saint-Thuribe, dans la région de Trois-Rivières. À titre de comparaison avec les résultats de Rodrigues (1988, 1992), nous incluons aussi quelques âges de coquilles en eau profonde (tabl. IV).

## DISCUSSION

### ANALYSE CRITIQUE DES RÉSULTATS

#### Mont Saint-Hilaire

Les âges obtenus à partir de débris végétaux terricoles confirment que les datations antérieures de Lasalle (1966) sont vieilles par l'effet d'eau dure et sont donc obsolètes. Ces résultats impliquent que toutes les datations faites sur des boues lacustres en vrac devront être confirmées par de nouvelles datations sur débris terricoles (Richard *et al.*, 1997; Dyke *et al.*, 2003b).

L'écart brut de 1780 ans  $^{14}\text{C}$  entre les âges conventionnels de  $12\,290 \pm 40$  ans  $^{14}\text{C}$  BP (Beta-178100) de coquilles de *Macoma* sp. et  $10\,510 \pm 60$  ans  $^{14}\text{C}$  BP (Beta-179065) de débris végétaux (ou l'écart de 1370 ans  $^{14}\text{C}$  si l'on utilise un âge réservoir corrigé) est très important. Il est attribué à plusieurs facteurs connus : a) une plus grande dilution du  $^{14}\text{C}$  dans le réservoir océanique à la fin de l'Allerød et pendant le Dryas récent qui implique une correction de réservoir de l'ordre de 500 à 600 ans au lieu de 410 ans, b) la présence irrégulière et en quantité variable de carbone inorganique détritique dans la couche d'eau supérieure de la Mer de Champlain provenant des eaux de fonte glaciaire, c) la circulation des eaux marines depuis l'Atlantique, sous la strate des eaux saumâtres et sans rééquilibration avec le  $\text{CO}_2$  atmosphérique (effet des vieilles eaux, Hillaire-Marcel, 1981), d) l'importance de la glace saisonnière, qui accentue la stratification des eaux et le défaut d'équilibration avec le  $^{14}\text{C}$  atmosphérique, et e) le confinement de la paléo-baie du lac Hertel sur un substratum (roc et till) partiellement carbonaté.

À ces facteurs s'ajoute sans doute « l'effet *Portlandia* » (Dyke *et al.*, 2003a; England *et al.*, 2003; Dyke, 2004). En effet, les mollusques qui, comme *Portlandia arctica*, sont endobenthiques et détritivores livrent des âges  $^{14}\text{C}$  vieilliss lorsqu'ils vivent sur des substrats riches en carbonates anciens pouvant contaminer l'eau interstitielle à partir de laquelle leur coquille est fabriquée; les mollusques épibenthiques qui se nourrissent en filtrant l'eau de mer échappent pour leur part à cette contamination potentielle. Les mollusques que nous avons datés au lac Hertel (tabl. II) sont bel et bien endobenthiques, mais la boue dans laquelle ils vivaient n'est que très peu carbonatée d'après nos mesures (Résultats et fig. 3). Nous pensons donc que cet effet n'a pas joué le rôle principal dans le vieillissement des dates obtenues sur les coquilles de l'unité sédimentaire marine piégée au fond du lac Hertel.

À noter enfin que dans l'ouest du bassin de la Mer de Champlain, un écart de 1700 ans  $^{14}\text{C}$  a déjà été signalé par Anderson (1988); toutefois, la date de  $12\,700$  ans  $^{14}\text{C}$  BP

coquilles alors considérée a depuis été réévaluée à  $12\,200$  ans  $^{14}\text{C}$  BP coquilles, ce qui réduit l'écart à  $1200$  ans  $^{14}\text{C}$ , après correction du réservoir océanique.

#### Comparaison des âges de débris terricoles du lac à Saint-Germain et du mont Saint-Hilaire

L'âge basal de  $10\,900$  ans  $^{14}\text{C}$  BP du lac à Saint-Germain valide les âges antérieurs obtenus par Savoie et Richard (1979); il ne semble pas y avoir d'effet d'eaux dures dans ce lac. C'est l'âge minimal de la déglaciation de ce secteur des Laurentides et donc celui de la vallée du Saint-Laurent avant l'épisode de la Moraine de Saint-Narcisse. Signalons que plusieurs âges supérieurs ou égaux à  $10\,900$  ans  $^{14}\text{C}$  BP ont été obtenus à la base de plusieurs lacs au sud et au sud-ouest de la Mer de Champlain (Anderson, 1988) et un âge de  $10\,800 \pm 180$  ans  $^{14}\text{C}$  BP au lac Ramsay au nord-ouest, dans le parc de la Gatineau (Mott et Farley-Gill, 1981); ces âges obtenus à partir de boues en vrac devront toutefois être confirmés.

La déglaciation de la marge sud des Laurentides serait contemporaine de la sédimentation à  $50$  cm de la base du Hemlock Carr, ce qui implique que le mont Saint-Hilaire devait être déglacé de pied en cap vers  $10\,900$  ans  $^{14}\text{C}$  BP. L'âge de  $10\,510$  ans  $^{14}\text{C}$  BP (environ  $12,65$  ka BP) obtenu dans l'unité marine du lac Hertel semble par conséquent trop jeune, ou celui de  $10\,900$  ans  $^{14}\text{C}$  BP (environ  $12,95$  ka BP) du lac à Saint-Germain, trop vieux. Sur la base de l'ensemble des données actuellement disponibles au Québec et dans les régions voisines, nous proposons un âge estimé de  $11\,100 \pm 100$  ans  $^{14}\text{C}$  BP ( $13-13,15$  ka BP) pour la vidange du Lac Candona et l'ouverture de la Mer de Champlain. Nos interprétations chronologiques et paléogéographiques ne dépendent pas seulement des datations, dont la datation croisée entre coquilles marines et macrorestes terricoles, mais s'appuient sur des corrélations palynostratigraphiques étroites entre les sites de Hemlock Carr et du lac Hertel, qui démontrent la cohérence interne des déterminations chronologiques à l'échelle du mont Saint-Hilaire (fig. 4).

### CONVERGENCE AVEC D'AUTRES INDICES FIXANT L'INVASION MARINE VERS $11\,100 \pm 100$ ANS $^{14}\text{C}$ BP

L'âge estimé que nous obtenons pour l'invasion marine au lac Hertel, de l'ordre de  $11\,000$  ans  $^{14}\text{C}$  BP, et celui que nous proposons en tenant compte de l'ensemble des données disponibles, de  $11\,100 \pm 100$  ans  $^{14}\text{C}$  BP, étayent la proposition de Rodrigues (1988, 1992) d'une invasion marine tardive survenue entre  $11\,400$  à  $11\,000$  à l'ouest, et entre  $11\,600$  à  $11\,400$  au centre du bassin marin, en années  $^{14}\text{C}$  BP coquilles marines (réservoir corrigé). Il a démontré que les coquilles du fond de la Mer de Champlain, vivant en profondeur dans le coin d'eaux à forte salinité dérivées du réservoir océanique atlantique, présentaient des âges  $^{14}\text{C}$  jusqu'à  $1000$  ans plus jeunes que celles vivant dans les eaux moins profondes, moins salées et plus riches en carbone mort dérivé des eaux de fonte glaciaire. Les âges coquilles (réservoir corrigé) que nous avons obtenus au lac Hertel (tabl. III) varient entre  $11\,890$  et  $11\,800$  ans  $^{14}\text{C}$  BP, ce qui correspond au groupe de dates

les plus vieilles relevées par Rodrigues pour la limite maximale de la Mer de Champlain (1992; voir sa fig. 18), là où l'effet des eaux glaciaires est le plus important.

Le bassin du lac Hertel était initialement dans la même situation, l'épaisseur de la colonne d'eau de mer n'excédant alors pas 30 m au-dessus du seuil de l'exutoire. Si l'on tient compte d'un effet réservoir marin additionnel à celui de 410 ans dans les eaux salées profondes du début de la Mer de Champlain, soit de 100 à 200 ans (correction totale de 500 ou 600 ans pendant le Dryas récent, Bard *et al.*, 1994; Bondevik *et al.*, 1999; Schoning, 2002), soit de 350 ans (correction additionnelle d'après le site de Saint-Nicolas au début de l'Holocène, dans les eaux superficielles; Occhietti *et al.*, 2001a), soit de 400 ans (appliqué par défaut par Dyke *et al.*, 2003b), la fourchette extrême de l'âge estimé du début de l'invasion marine proposée par Rodrigues (1988, 1992) devient 11 300-10 600 ans  $^{14}\text{C}$  BP à l'ouest du bassin et 11 500-11 000 ans  $^{14}\text{C}$  BP dans la partie centrale du bassin. Cette fourchette d'âge couvre l'âge estimé à partir du lac Hertel. Les deux datations de coquilles basales en eau profonde (tabl. IV) de Saint-Sylvestre (11 500  $\pm$  110 ans  $^{14}\text{C}$  BP coquilles, GSC-5854; Hétu *et al.*, 1995) et de Saint-Édouard (11 300  $\pm$  100 ans  $^{14}\text{C}$  BP coquilles, GSC-5927; Occhietti *et al.*, 2001a), qui donnent après correction additionnelle une fourchette extrême de 11 400-10 900 ans  $^{14}\text{C}$  BP, confirment également la justesse du raisonnement de Rodrigues. La localisation de ces sites, en retrait par rapport à la marge sud de la Mer de Champlain (fig. 1), correspond à environ un siècle de retard par rapport au début de l'invasion marine. L'âge estimé de l'invasion marine reste compris entre 11 500 et 11 000 ans  $^{14}\text{C}$  BP.

Par une approche indépendante, en se basant sur la stratigraphie pollinique, Anderson (1988) est également parvenu à démontrer que, dans l'ouest du bassin de la Mer de Champlain, la base des argiles marines, caractérisée par un pic de *Picea* par rapport aux argiles glaciolacustres à *Candona* sous-jacentes, a commencé à se déposer après 11 200  $\pm$  190 ans  $^{14}\text{C}$  BP (GSC-3429 : âge de sédiments lacustres basaux sur substratum non carbonaté), c'est-à-dire entre 11 400 et 11 000 ans  $^{14}\text{C}$  BP.

Par ailleurs, l'étalonnage par le  $^{14}\text{C}$  de la chronologie variable de la Nouvelle-Angleterre (Ridge *et al.*, 1999) indique une fourchette d'âges de 11 100 à 10 600 ans  $^{14}\text{C}$  BP pour la transition entre le Lac Candona (phase ultime, localement, après le Lac proglaciaire Vermont) et la Mer de Champlain à Enosburg Falls (Vermont), dans le bassin du lac Champlain (fig. 1). Bien que fondée sur des données paléomagnétiques qui, dans la vallée du Connecticut, sont imprécises pour cette période (Ridge *et al.*, 1999, p. 99), cette dernière attribution chronologique ne s'inscrit pas moins dans la gamme des données de Rodrigues (1988) et corrobore les nôtres.

## ÉVALUATION DE L'EFFET DE RÉSERVOIR MARIN LOCAL

L'écart de  $\sim 1300$  ans  $^{14}\text{C}$  entre âges de coquilles réservoir corrigé et âges de végétaux observé au lac Hertel ne peut pas être appliqué uniformément, comme l'a démontré Rodrigues (1988), à l'ensemble des dates sur coquilles de la Mer de Champlain. En appliquant les observations de cet

auteur, confirmées directement au lac Hertel, l'effet de réservoir local varie selon le lieu de croissance des coquilles marines. D'après ses travaux, les coquilles marines datées peuvent être classées en trois catégories. La première comprend les coquilles de la partie salée dont l'effet réservoir additionnel reste à déterminer avec précision, mais se situe entre 100 et 400 ans  $^{14}\text{C}$ . Les coquilles d'eaux saumâtres dont l'effet réservoir additionnel peut varier entre 1300 (début de l'invasion marine) et 350 ans  $^{14}\text{C}$  (fin de l'invasion marine) correspondent à deux autres catégories : celle des eaux marines profondes proches de la source d'eaux de fonte glaciaire (par exemple *Portlandia arctica*) et celle des eaux mélangées de la tranche superficielle.

Il faut noter que le vieillissement additionnel par effet de réservoir semble directement associé au contexte de déglaciation. En effet, les datations de sites de l'Holocène moyen de la Mer de Goldthwait, sur la rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent, donnent des âges pratiquement égaux pour les coquilles et les fragments végétaux, comme par exemple à Rivière-Ouelle (Dionne, 2001). Ceci confirme que c'est le carbone inorganique dissous dans les eaux de fonte glaciaire et, accessoirement, d'autres phénomènes, qui sont à l'origine du vieillissement des âges  $^{14}\text{C}$  des coquilles. Dans le golfe du Maine, c'est un vieillissement de 600 à 1300 ans  $^{14}\text{C}$  qui affecte l'âge des coquilles marines par rapport à celui des macrorestes de plantes terricoles (Ridge *et al.*, 2001; Ridge, 2003 et communication personnelle, 2003). Tous ces résultats sont conformes aux observations de Sutherland (1986) dans l'estuaire de la Clyde, en Écosse. En considérant l'ensemble des résultats, l'effet de réservoir marin local ne peut être valablement estimé, entre 100 et 400 ans, que pour les coquilles d'eaux profondes et salées, et toute la chronologie des âges de coquilles marines de la vallée et de l'estuaire du Saint-Laurent est à réévaluer.

## INTERPRÉTATIONS

Toutes les estimations chronologiques doivent tenir compte des différences, variables dans le temps, entre les âges exprimés en années  $^{14}\text{C}$  et les âges étalonnés correspondants, exprimés en années sidérales. Cependant, pour simplifier la lecture et pour tenir compte des incertitudes qui subsistent sur certaines données, nous nous appuyons principalement sur les durées exprimées en années  $^{14}\text{C}$ .

### CHRONOLOGIE DE LA DÉGLACIATION AU SUD DU QUÉBEC

Âge du déversement du Lac Candona et de l'ouverture de la Mer de Champlain

En intégrant les données actuellement connues, le Lac Candona se serait déversé le long du piémont appalachien dans le bras occidental de la Mer de Goldthwait (schéma proposé par Parent et Occhietti, 1988, 1999) vers 11 100  $\pm$  100 ans  $^{14}\text{C}$  BP. Ce déversement a engendré une baisse de niveau de l'ordre de 30 m (Parent et Occhietti, 1988) sur le piémont appalachien, en corrélation avec la chute du niveau de 50 m dans le bassin du lac Ontario entre la phase lacustre



Trenton du Lac post-Iroquois et la phase précoce de la Mer de Champlain (Pair *et al.*, 1988). La durée du déversement aurait été brève, comme le démontre l'absence de lit transitionnel marqué sur les coupes de référence de Sparrowhawk Point (voir Anderson, 1988) et de la rivière Landry (Parent et Occhietti, 1999). À noter que la phase de bas niveau Kirkfield du Lac glaciaire Algonquin, à l'emplacement du lac Huron et de la baie Georgienne actuels, est datée de  $11\,200 \pm 170$  (GSC-1374) par Karrow *et al.* (1975, 1995). Les eaux de fonte du bassin du lac Huron se sont ainsi déversées dans le Lac glaciaire post-Iroquois du bassin du lac Ontario, c'est-à-dire dans le même bassin que le Lac Candona, avant l'interruption de l'exutoire de Kirkfield.

#### Le Dryas récent au mont Saint-Hilaire

Le petit lac qui a donné naissance à la tourbière de Hemlock Carr a été témoin de la quasi-totalité de la déglaciation des basses terres du Saint-Laurent. Il a aussi enregistré les récurrences froides du Dryas récent. En effet, l'augmentation du pourcentage de matière organique dans les sédiments (carottes HC250\_60-1 et 2) est un phénomène attendu dès la formation d'un lac, après le retrait de l'inlandsis, mais cette augmentation est entravée trois fois à Hemlock Carr (carotte HC250\_60-1), dont au début et à la fin du Dryas récent (fig. 3, 4 et 5a). Ces inversions dans la tendance à l'augmentation de la proportion de matière organique pourraient refléter les pérégrinations climatiques qui ont ponctué le Dryas récent (voir par exemple Lotter *et al.*, 2000; Stuiver et Grootes, 2000). À Hemlock Carr, elles auraient surtout affecté la productivité biologique du lac et des versants. Elles n'auraient toutefois pas entraîné des changements dans la composition du couvert végétal de la toundra, car on ne remarque aucun changement taxonomique général au début ou à la fin de l'épisode (fig. 4). Sauf pour ce qui est de la concentration pollinique, peut-être contrôlée par la sédimentologie, il n'y a pas d'inversion notable dans la tendance à la colonisation végétale : la succession initiale est unidirectionnelle.

Lasalle (1966) a cru déceler la manifestation de l'épisode du Dryas récent dans le diagramme pollinique de St. Hilaire Bog (*alias* Hemlock Carr), à partir d'une diminution dans l'abondance du pollen du chêne (*Quercus*) à la base de son diagramme (sa zone A4, fig. 4). Il s'est aussi appuyé sur la date de  $12\,570 \pm 220$  ans  $^{14}\text{C}$  qu'il avait obtenue (GSC-419), et sur l'interprétation qui était faite à l'époque de la zonation pollinique de la Nouvelle-Angleterre (Deevey, 1951; Leopold, 1956; Davis, 1958). Les variations dans la représentation du chêne s'appliquent sans doute au tardiglaciaire dans les diagrammes polliniques du sud-est de la Nouvelle-Angleterre mais, au sud du Québec, ces variations surviennent à l'Holocène inférieur (Richard, 1977, 1989).

Le mont Saint-Hilaire fut libéré des glaces durant l'Allerød, une période globalement chaude à l'échelle de l'hémisphère Nord. Le caractère insulaire du mont, dans une mer proglaciaire, y a gêné la colonisation par la végétation. Faute de temps et de diversification, les plantes n'ont pas pu réagir pleinement, par des changements de la composition floristique, au refroidissement du Dryas récent. Au Québec, beaucoup

de milieux de dépôt alors à la marge de l'inlandsis sont dans ce cas (Richard, 1994b), à quelques exceptions près (Labelle et Richard, 1981; Marcoux et Richard, 1995).

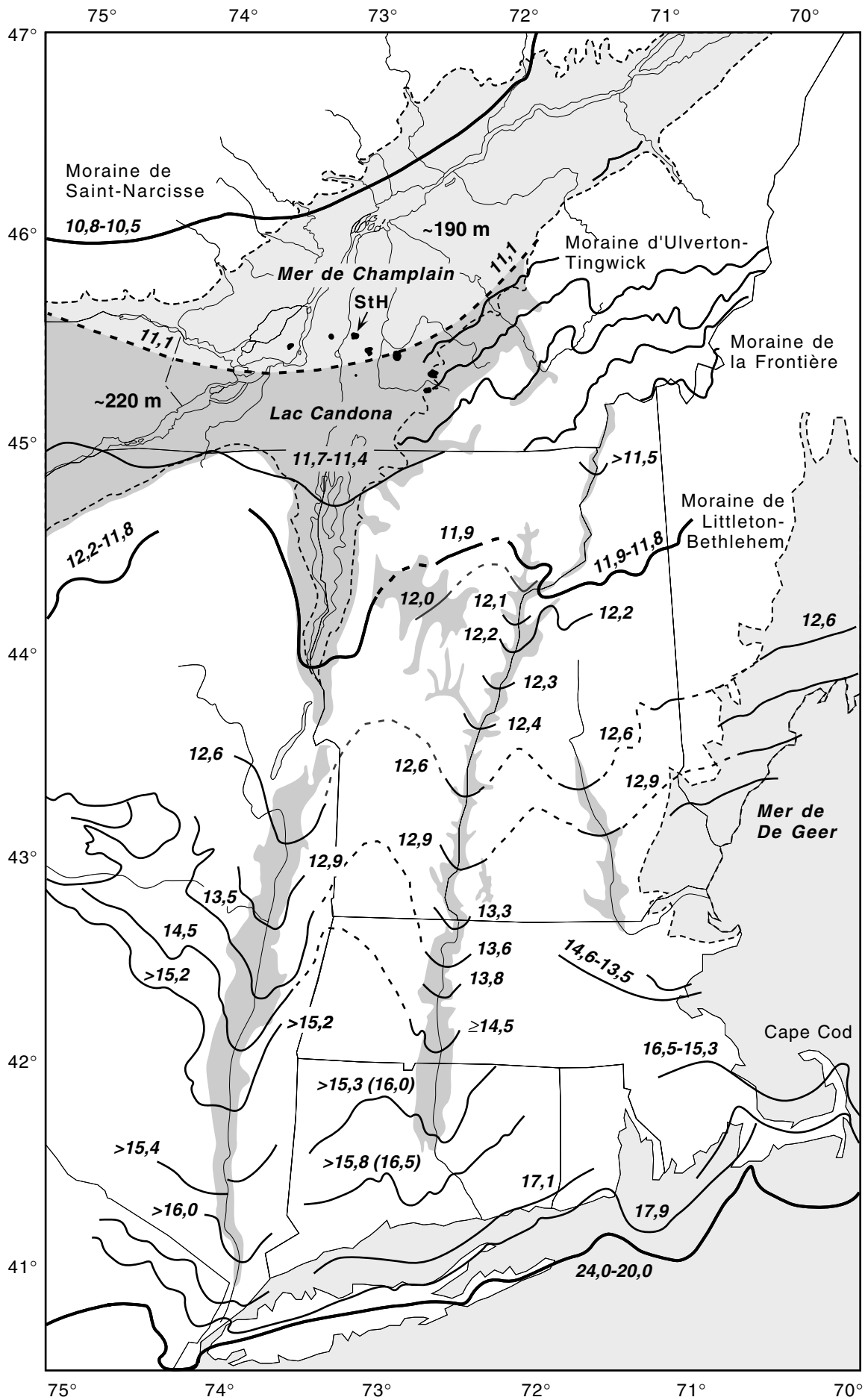
Estimation de la durée de la déglaciation des Appalaches du Québec méridional, entre la Moraine de la Frontière et l'ouverture de la Mer de Champlain, d'après le taux de retrait glaciaire

Pendant le Bølling et l'Allerød, le taux de retrait glaciaire de l'Inlandsis laurentidien était élevé (fig. 6). En Nouvelle-Angleterre, dans la vallée du Connecticut, il est estimé à 230 m/an  $^{14}\text{C}$  (Ridge *et al.*, 1999). Au sud du Québec, il est estimé à 250 m/an  $^{14}\text{C}$  dans les Appalaches (Occhietti *et al.*, 2004; équivalent pour cette période à 220 m/an sidéral) plutôt qu'au 200 m/an  $^{14}\text{C}$  estimé initialement (Parent et Occhietti, 1988; Turgeon *et al.*, 2003), et à 200 m/an  $^{14}\text{C}$  dans la vallée du Saint-Laurent, avant l'ouverture de la Mer de Champlain d'après le nombre des Varves de Danville et la distance entre le front glaciaire associé à cette ouverture et la Moraine de Ulverton-Tingwick (Parent et Occhietti, 1999). La Moraine de Littleton-Bethlehem au nord des Montagnes Blanches du New Hampshire, associée à la réavancée de Bridport au sud du lac Champlain (Ridge et Toll, 1999; Ridge *et al.*, 1999; Thompson *et al.*, 1999; Ridge, 2003), a été édiflée vers 11 900-11 800  $^{14}\text{C}$  BP (environ 14 ka BP); elle a été mise en corrélation avec le Dryas ancien. La durée de la déglaciation entre la Moraine de Littleton-Bethlehem et la Moraine d'Ulverton-Tingwick (Parent et Occhietti, 1999), distantes de 150 km, est de l'ordre de 700-600 ans  $^{14}\text{C}$ , soit un âge estimé de  $11\,200 \pm 150$  ans  $^{14}\text{C}$  BP pour la Moraine d'Ulverton-Tingwick et de  $11\,100 \pm 100$  ans  $^{14}\text{C}$  BP pour l'ouverture de la Mer de Champlain. À titre de comparaison, Turgeon *et al.* (2003), se fondant sur Ridge *et al.* (1999), obtiennent un âge estimé plus jeune d'un siècle, à 11 000 ans  $^{14}\text{C}$  BP, pour la Moraine d'Ulverton-Tingwick, en calculant la durée de déglaciation à un taux moyen de 200 m/an  $^{14}\text{C}$ . La Moraine de la Frontière se serait mise en place vers  $11\,550 \pm 150$  ans  $^{14}\text{C}$  BP. Il s'est ainsi écoulé 1000 ans  $^{14}\text{C}$  entre la réavancée de Bridport et la déglaciation au lac à Saint-Germain, dans les Laurentides. Le cadre chronologique de la déglaciation se trouve ainsi harmonisé entre le Québec méridional et la Nouvelle-Angleterre (fig. 6). La chronologie établie volontairement en âges coquilles par Parent et Occhietti (1999), faute de mesures directes de l'effet réservoir, peut donc être définitivement remplacée.



FIGURE 6. Chronologie de la déglaciation du centre du Québec méridional et en Nouvelle-Angleterre (modifiée d'après Ridge [2003] et Parent et Occhietti [1999]). StH : mont Saint-Hilaire, indiqué par la flèche, parmi les collines montérégiennes (en noir). Les âges sont exprimés en milliers d'années  $^{14}\text{C}$  conventionnelles BP.

*Chronology of deglaciation in south-central Québec and in New England (modified after Ridge [2003] and Parent and Occhietti [1999]). StH: Mont Saint-Hilaire, shown by an arrow, among the Monteregian Hills (in black). Ages are expressed in thousands of conventional  $^{14}\text{C}$  years BP.*



Estimation de la durée de la déglaciation de la vallée moyenne du Saint-Laurent, après le début de l'invasion marine

D'après la localisation des argiles basales à *Candona*, sous la nappe d'argile marine observée par Anderson (1988) et Rodrigues (1992) dans l'axe de la vallée de l'Outaouais, la déglaciation de la partie occidentale de la vallée du Saint-Laurent était très avancée avant l'invasion marine (fig. 6). Au nord et au nord-ouest de Montréal, la marge sud des Laurentides était déglacée avant 10 900 ans  $^{14}\text{C}$  BP à l'emplacement du lac à Saint-Germain, ce dernier étant situé à 50 km au nord de la position estimée du front glaciaire au moment de l'ouverture de la Mer de Champlain, et à 5 km au sud de la Moraine de Saint-Narcisse. Ce secteur a donc apparemment été déglacé en moins de 200 ans  $^{14}\text{C}$ , entre 11 100 et 10 900 ans  $^{14}\text{C}$  BP, à un taux de retrait minimal de 250 m/an  $^{14}\text{C}$ . En utilisant ce taux, la position de la Moraine de Saint-Narcisse aurait été atteinte 20 ans  $^{14}\text{C}$  après, donc très proche de 10 900 ans  $^{14}\text{C}$  BP.

Dans la partie centrale de la vallée, dans l'axe du lobe du Saint-Maurice, le front glaciaire a bloqué les eaux du Lac Candona jusque vers 11 100  $\pm$  100 ans  $^{14}\text{C}$  BP. Il y a 70 km entre le piémont appalachien et la position de la Moraine de Saint-Narcisse, ce qui implique un retrait glaciaire extrêmement rapide, de l'ordre de 350 m/an  $^{14}\text{C}$ , entre l'ouverture de la mer et le début de la réavancée glaciaire ou de la stabilisation du front de Saint-Narcisse, tous deux caractérisés par des dépôts de type glaciomarin *sensu stricto* (Parent et Occhietti, 1988) postérieurs à 10 900 ans  $^{14}\text{C}$  BP. Cette déglaciation rapide expliquerait en partie la rareté des formes de retrait observées dans la vallée, l'autre cause étant l'enfouissement des formes sous les argiles marines. Elle implique une ablation de glaces importante à la fin de l'Allerød, avec, probablement, des phases de vêlage d'icebergs, intercalées de phases à ancrage de la glace tel qu'observé à Saint-Louis-de-France (Occhietti, 1980; Parent et Occhietti, 1988) et près de Saint-Édouard, où la moraine est associée à la réavancée ou « crue glaciaire » de Saint-Nicolas (LaSalle et Shilts, 1993); cette dernière moraine pourrait aussi être indépendante de la réavancée (Cumings et Occhietti, 2001). La « crue glaciaire » de Saint-Nicolas, vers 11 000-10 800 ans  $^{14}\text{C}$  BP coquilles, serait un épisode très bref survenu au cours de la déglaciation (LaSalle et Shilts, 1993; Cumings et Occhietti, 2001), peut-être associé à une phase précoce du Dryas récent.

#### Durée de la Mer de Champlain

La durée totale de la Mer de Champlain est de l'ordre de 1500 à 1700 ans  $^{14}\text{C}$ , d'ouest en est (soit 2500 années sidérales). Elle couvre apparemment les derniers siècles de l'Allerød, le Dryas récent et près de six siècles de l'Holocène sur la marge orientale. Ces six siècles sont caractérisés par une surface d'érosion surmontée de lits souvent très fossilifères à coquilles d'eau peu profonde (*Mytilus edulis*, *Balanus crenatus*, parfois *Mya arenaria*), dont les âges réservoir corrigé varient entre 10 300 et 10 000 ans  $^{14}\text{C}$  BP, correspondant à des âges estimés équivalents aux âges de débris végétaux compris entre 9900 et 9600 ans  $^{14}\text{C}$  BP (cf. Occhietti *et al.*, 2001a). Cette disposition

est localisée dans la partie centrale et orientale du bassin marin, de part et d'autre de l'axe du Saint-Laurent, vers 50 m d'altitude. Les eaux douces à *Lampsilis* dominaient dans la partie orientale du bassin (Anderson, 1988; Rodrigues, 1988). Des chenaux saumâtres tardifs sont observés dans la région de Québec jusque vers 9400 ans  $^{14}\text{C}$  BP, d'après le nombre de 50 rythmites d'estran observées au site de Saint-Nicolas au-dessus des sables à fragments de bois datés à 9470  $\pm$  40 ans  $^{14}\text{C}$  BP (Beta-143297). Pendant la phase plénimarine, la mer est restée en contact pendant plusieurs siècles avec le front glaciaire associé au complexe de la Moraine de Saint-Narcisse dans la région de Trois-Rivières (Occhietti, 1980), édifié au cours du Dryas récent (Terasmae et Lasalle, 1968; LaSalle et Elson, 1975; Occhietti *et al.*, 2004). Dans la vallée de l'Outaouais, la mer a suivi les étapes du retrait glaciaire cartographiées par Barnett (1988), certains des bourrelets étant synchrones avec la Moraine de Saint-Narcisse (Robert, 2001). Sur la rive nord de l'estuaire moyen, ce front morainique empiète sur le domaine du bras occidental de la Mer de Goldthwait, dans la région de Baie-Saint-Paul (Rondot, 1974; Govare, 1995) et de l'embouchure du Saguenay (Dionne et Occhietti, 1996). En raison du plateau de la courbe d'étalonnage du  $^{14}\text{C}$  atmosphérique vers la fin du Dryas récent, autour de 10 000 ans  $^{14}\text{C}$  BP (Stuiver *et al.*, 1998), la durée en années sidérales de la phase marine tardive est plus longue que les quelques siècles auparavant estimés à partir des anciens âges coquilles.

#### LES IMPLICATIONS GÉNÉRALES DE LA NOUVELLE CHRONOLOGIE

Révision de l'âge des invasions par les mers de Champlain, de Goldthwait et de Laflamme

La totalité des chronologies de la déglaciation dans l'estuaire et la vallée du Saint-Laurent, basées sur les âges de coquilles marines entre la Gaspésie et la région de Montréal, est à réévaluer. Manifestement, il faudra multiplier les datations croisées entre coquilles marines et macrorestes terri- coles et vérifier les âges basaux de lacs et tourbières pour accomplir pleinement cette réévaluation. La pénétration des eaux marines dans le détroit de Québec, attribuée à une phase précoce antérieure à l'invasion générale de la Mer de Champlain (Parent et Occhietti, 1988), peut donc être aussi jeune que ~11 200 ans  $^{14}\text{C}$  BP, puisque les âges de coquilles marines obtenus peuvent être beaucoup plus vieilliss qu'on ne le pensait. En particulier, l'âge de 11 600  $\pm$  160 ans  $^{14}\text{C}$  BP sur coquilles d'eaux peu profondes (GSC-1235; LaSalle *et al.*, 1977a, b) à la carrière de Bon-Pasteur à Notre-Dame-des-Laurentides, et celui de 12 400  $\pm$  170 ans  $^{14}\text{C}$  BP (GSC-1533; LaSalle *et al.*, 1977a) de coquilles croissant sur substratum carbonaté à Charlesbourg, près de Québec (tabl. 2 in Occhietti *et al.*, 2001b), ne doivent plus servir de base à la chronologie de la déglaciation. Cela remet en question l'hypothèse d'une phase précoce de la Mer de Champlain dans la région de Québec (LaSalle *et al.*, 1977b; Parent et Occhietti, 1988; Occhietti *et al.*, 2001a).

Les âges obtenus dans la Mer de Laflamme, nom donné à l'invasion marine du bassin très confiné du Saguenay-Lac-Saint-Jean, ont toujours posé un problème par rapport à ceux

du retrait glaciaire. Les coquilles datées proviennent de dépôts marins d'eaux superficielles ; leur âge  $^{14}\text{C}$  de l'ordre de 9000 ans  $^{14}\text{C}$  BP coquilles est donc potentiellement vieilli jusqu'à 1000 ans  $^{14}\text{C}$ . Dans le moyen estuaire du Saint-Laurent, correspondant au bras occidental de la Mer de Goldthwait entre la ville de Québec et le Saguenay, les âges de  $13\,130 \pm 170$  ans  $^{14}\text{C}$  BP coquilles (GSC-102, Lee, 1962) et de  $12\,450 \pm 160$  ans  $^{14}\text{C}$  BP coquilles (TO-948 : Rappol, 1993), près de Rivière-du-Loup, sur la rive sud (tabl. 2 in Occhietti *et al.*, 2001b), et les âges de  $11\,910 \pm 100$  ans  $^{14}\text{C}$  BP coquilles (Beta-143295) (tabl. IV) aux Éboulements, et de  $11\,740 \pm 80$  ans  $^{14}\text{C}$  BP coquilles (UL-1029) à Tadoussac, sur la rive nord (Dionne et Occhietti, 1996), ne peuvent pas être utilisés pour évaluer le mode et la durée de la déglaciation dans cette région. La datation du seul site à débris végétaux de la rive sud, à Saint-Eugène ( $11\,500 \pm 130$  ans  $^{14}\text{C}$  BP ; QU-448), porte malheureusement sur du matériel en vrac (Mott *et al.*, 1981).

Jusqu'à présent, la déglaciation au sud de l'estuaire maritime du Saint-Laurent et l'invasion par la Mer de Goldthwait des basses terres de la côte septentrionale de la Gaspésie semblaient précoces, entre  $13\,500$  et  $12\,200$  ans  $^{14}\text{C}$  BP en âges coquilles réservoir corrigé (tabl. 2 in Occhietti *et al.*, 2001b), en relation avec une vaste baie de vêlage transversale (Thomas, 1977) ou avec un front de vêlage parallèle à la côte (Occhietti *et al.*, 2001b). La chronologie semblait s'inscrire très bien dans le cadre chronostratigraphique tardiglaciaire classique (Hétu et Gray, 2000), notamment avec la manifestation des phases des Dryas ancien et récent. Il est probable que l'invasion par la Mer de Goldthwait soit plus tardive et plus brève en années  $^{14}\text{C}$ , à l'instar de l'inondation de la Mer de De Geer dans le golfe du Maine, où la chronologie de la déglaciation doit être rajeunie de 600 ans et plus (Ridge *et al.*, 2001), et tenir compte de la chronologie de déglaciation très tardive des hautes terres de la péninsule de Gaspésie établie par Richard *et al.* (1997) à partir de la datation de débris végétaux de fond de lacs. Enfin, la chronologie de la déglaciation du golfe du Saint-Laurent (Stea *et al.*, 1998), qui semblait d'ailleurs contradictoire avec celle de la Gaspésie et celle de l'estuaire moyen, devra tenir compte de l'effet réservoir qui affecte les âges coquilles. Les courbes régionales de relèvement isostatique apparent et les cartes isochrones de déglaciation, comme celles de Dyke et Prest (1987), Dyke *et al.* (2003b) et de Occhietti *et al.* (2004), devront également être réévaluées.

Révision de la chronologie des phases de déversement des lacs glaciaires du bassin des Grands Lacs vers la Mer de Champlain

Le déversement du Lac Candona et l'ouverture de la Mer de Champlain vers  $11\,100 \pm 100$  ans  $^{14}\text{C}$  BP obligent à reconsidérer la chronologie des niveaux des lacs post-Iroquois qui inondaient le bassin du lac Ontario, ainsi que les déversements du Lac Algonquin qui inondait le bassin du lac Huron et de la baie Georgienne. La phase de bas niveau du Lac glaciaire Algonquin correspondant à la phase du déversoir de Kirkfield vers le bassin du lac Ontario est datée de  $11\,200$  ans  $^{14}\text{C}$  BP à partir de débris végétaux (Karrow *et al.*, 1995) ou est légèrement antérieure (voir fig. 8.3 de Anderson

et Lewis, 1992). Cette phase de vidange du Lac Algonquin semble donc contemporaine à l'existence du Lac Candona ou légèrement antérieure. Cette relation reste à établir.

Le Lac Candona, au moment de la vidange dans la Mer de Champlain, était coalescent au Lac post-Iroquois, ce qui implique un volumineux déversement d'eau douce. Le déversement du Lac Candona dans la Mer de Goldthwait est la cause de l'abaissement de 50 m du niveau du Lac post-Iroquois, entre le niveau Trenton (ou Niveau IV) et le niveau de confluence entre le lac post-Iroquois et la Mer de Champlain (Pair *et al.*, 1988). On sait également que les eaux salées n'ont pas pénétré dans le bassin du lac Ontario à cause du flux d'eau douce lacustre vers la Mer de Champlain (Pair *et al.*, 1988). La vidange du Lac Candona est également exprimée par un abaissement dans le bassin du lac Champlain, entre la dernière phase Fort Ann du Lac glaciaire Vermont et la limite de la Mer de Champlain (voir Parent et Occhietti, 1988). La chronologie de cet épisode vers  $11\,100 \pm 100$  ans  $^{14}\text{C}$  BP est confortée par les âges obtenus par Anderson (1985) sous la transition entre les rythmites du Lac Candona et les argiles de la Mer de Champlain, notamment au site de Sparrowhawk Point ; nos données renforcent les chronologies établies antérieurement par Anderson et Lewis (1985).

Le maintien des glaces dans la vallée de l'Outaouais lors de l'épisode de Saint-Narcisse (Occhietti in Bhiri *et al.*, 2001), au-delà de  $10\,400$  ans  $^{14}\text{C}$  BP environ d'après l'âge coquille de  $10\,830$  ans  $^{14}\text{C}$  BP de Saint-Thuribe (tabl. IV), oblige à faire passer le déversement du Lac Agassiz par l'axe des Grands Lacs, et seulement tardivement dans la vallée de l'Outaouais, entre environ  $10\,400$  et  $10\,200$  ans  $^{14}\text{C}$  BP. La présence d'eaux salées durerait jusque vers  $9400$  ans  $^{14}\text{C}$  BP, en plein Holocène ; c'est largement après le déversement, vers  $10\,200$  ans  $^{14}\text{C}$  BP, des eaux du Lac Agassiz dans la Mer de Champlain (Teller, 1988), et cela, malgré le déversement du Lac Algonquin après le retrait des glaces de la vallée de l'Outaouais via la vallée de la Mattawa (Anderson *et al.*, 2001). Cela ouvre de nouvelles perspectives sur le changement dans la faune marine, notamment dans la partie nord-occidentale du bassin. L'influence des eaux du Lac Agassiz dans cette partie du bassin serait restreinte.

Déversement des eaux du Lac Candona dans l'Atlantique Nord vers  $11\,100 \pm 100$  ans  $^{14}\text{C}$  BP et routage des eaux du Lac Agassiz en relation avec le Dryas récent

Pendant au moins un siècle, le Lac glaciaire Candona s'étendait dans les bassins du lac Ontario, du lac Champlain, du lac Memphrémagog, les basses terres de la haute vallée du Saint-Laurent et de la vallée inférieure de l'Outaouais, et une partie de la vallée centrale du Saint-Laurent, sur une superficie de l'ordre de  $30\,000\text{ km}^2$  (Parent et Occhietti, 1999). Cette extension au-delà de la vallée du Saint-Laurent et la présence de l'ostracode *Candona* expliquent la dénomination de Lac glaciaire Candona (Parent et Occhietti, 1988, 1999), par rapport au Lac glaciaire Saint Lawrence introduit par Upham (1895) et repris par Rodrigues (1992). Ce choix évoque le Lac Ancylus qui a temporairement inondé le bassin de la Baltique.

Le déversement du lac dans le bras occidental de la Mer de Goldthwait est marqué par un abaissement direct des lignes de rivage de l'ordre de 30 m sur le piémont appalachien au sud du Québec (Parent et Occhietti, 1988) et par un abaissement du niveau post-Iroquois de 50 m. Le volume d'eau douce ainsi transvasé serait de l'ordre de 1 500 km<sup>3</sup>, si l'on accepte que la profondeur moyenne du Lac Candona est de l'ordre de 50 m. En raison de l'absence de lit transitionnel entre les rythmites basales à *Candona* et les argiles marines, le déversement aurait été très rapide, de l'ordre d'une année. Il a probablement entraîné un retrait glaciaire accéléré et l'élargissement du passage des eaux marines, puisque l'invasion marine semble succéder directement au déversement. Les 1 500 km<sup>3</sup> d'eaux douces déversées en une année peuvent être à l'origine d'une perturbation de la circulation thermohaline de l'Atlantique Nord, suivie probablement par un apport de glace de vège pendant 200 à 300 ans <sup>14</sup>C. Il est tentant d'associer le déversement du Lac Candona au bref épisode froid de la fin de l'Allerød, l'épisode de Killarney (Levesque *et al.*, 1993) ou, moins probablement, au début du Dryas récent, dans l'hypothèse où l'influx des eaux du Lac Agassiz aurait provoqué le débordement du Lac Candona.

L'hypothèse de l'existence d'un événement intra-Allerød tardif est favorisée car l'invasion marine précède apparemment le début de l'influx des eaux douces du Lac Agassiz dans le bassin de la Mer de Champlain vers 10 900 ans <sup>14</sup>C BP. En effet, d'après la biostratigraphie des argiles marines, une phase marine très saline précède une phase saumâtre à laquelle sont parfois associés des lits rouges attribués à une source très lointaine. À partir de 10 900 ans <sup>14</sup>C BP, les eaux de débordement du Lac Agassiz se sont écoulées d'abord par l'axe des Grands Lacs, dont le lac Ontario (Lac post-Iroquois), jusque dans la Mer de Champlain via la haute vallée du Saint-Laurent. Cet influx d'eaux froides est à l'origine du refroidissement observé dans le bassin du lac Érié (Lewis et Anderson, 1992). Par la suite, de 10 400 jusque vers 10 200 ans <sup>14</sup>C BP environ, ces eaux ont débordé du Lac Algonquin via l'axe d'écoulement du lac Nipissing, au nord du massif Algonquin, jusque dans la vallée de l'Outaouais inondée par la mer. Les hypothèses selon lesquelles cet apport d'eaux de fonte ait pu gêner la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord et, par rétroaction avec l'atmosphère, déclencher l'épisode du Dryas récent s'en trouvent renforcées (Fillon et Williams, 1984; Broecker *et al.*, 1988, 1989; Fairbanks, 1989; Harvey, 1989; de Vernal *et al.*, 1996; Boyle, 2000).

Régionalement, les hypothèses formulées pour expliquer les changements dans l'ampleur des apports d'eau de fonte au sein d'une Mer de Champlain dont on datait le début à 12 000 ans <sup>14</sup>C BP ne sont donc plus nécessaires (Teller, 1988; Lewis et Anderson, 1989; Anderson et Lewis, 1992; Rea *et al.*, 1994; Rodrigues et Vilks, 1994). Les nouvelles données du mont Saint-Hilaire montrent en effet la rapidité du déroulement des événements paléohydrologiques avant l'épisode de Saint-Narcisse, conformément aux exemples historiques décrits par Syverson (1995), en Alaska. On constate que l'enchaînement des déversements entre le Lac Algonquin, le Lac Agassiz, les lacs glaciaires coalescents formant le Lac Candona et la Mer de Champlain se déroule dans un laps de temps restreint en années <sup>14</sup>C, soit entre 11 300 et

10 900 ans <sup>14</sup>C BP (débris végétaux). Étant donné que cette durée en années <sup>14</sup>C est légèrement dilatée par rapport aux années sidérales, tous ces événements ont eu lieu en 250 années sidérales. Il apparaît clairement que le nombre de datations au <sup>14</sup>C pouvant se rapporter au nouveau standard d'âges SMA de débris végétaux est actuellement insuffisant pour reconstituer de façon précise cet enchaînement d'événements survenus à l'échelle subcontinentale et dont l'impact a probablement été global.

## CONCLUSIONS

Sur le mont Saint-Hilaire, dans la vallée du Saint-Laurent, l'âge <sup>14</sup>C de débris végétaux terricoles vers la base de la tourbière de Hemlock Carr, à 243 m d'altitude, est de 10 850 ans <sup>14</sup>C BP; cela permet de rejeter une datation antérieure faite sur de la boue organique en vrac de 12 570 ans <sup>14</sup>C BP. En tenant compte du taux d'accumulation du pollen sous le niveau daté jusqu'à la base des dépôts du site de Hemlock Carr, l'âge estimé de la déglaciation de la partie sommitale du mont Saint-Hilaire est de 11 250 ± 150 ans <sup>14</sup>C BP. Par rapport à ce nouveau cadre chronologique, la palynozone de toundra 1b, qui succède au désert végétal, correspond au Dryas récent. La chute du pourcentage de *Quercus* située par le passé au Dryas récent, correspond à une fluctuation du début de l'Holocène (oscillation du pré-Boréal?).

Un dépôt marin fossilifère a été découvert au fond du lac Hertel, sur le mont Saint-Hilaire. Le seuil rocheux de la paléobaie marine est à 169 m d'altitude. Des coquilles marines et des foraminifères ont été datés entre 12 290 et 12 050 ans <sup>14</sup>C BP en âges coquilles conventionnels (entre 11 880 et 11 640 ans <sup>14</sup>C BP de coquilles marines, réservoir corrigé de -410 ans). D'après ces âges, ainsi que l'épaisseur des dépôts marins et un taux moyen de relèvement isostatique apparent de 10 cm/an <sup>14</sup>C, l'inondation marine de la baie sommitale aurait duré 300 ans <sup>14</sup>C. D'après l'âge de débris terricoles de l'unité marine, soit 10 510 ± 40 ans <sup>14</sup>C BP, l'effet réservoir total sur les coquilles marines atteint 1780 ans <sup>14</sup>C si l'on compare les âges conventionnels entre eux; cela détermine donc un effet réservoir local de 1370 ans <sup>14</sup>C, après défalcation de l'effet réservoir de l'océan mondial (410 ans). Ce vieillissement local est attribué à plusieurs facteurs : un réservoir marin généralement déficitaire dès la fin de l'Allerød (environ 500 à 600 ans au lieu de 410 ans <sup>14</sup>C), l'apport en carbone inorganique dissous par les eaux de fonte glaciaire, la non-équibration du <sup>14</sup>C des eaux marines avec le <sup>14</sup>C atmosphérique en raison, notamment, de la présence des glaces saisonnières à la surface de la mer et, enfin, le confinement relatif de l'ancienne baie marine sur un substratum partiellement carbonaté pouvant entraîner un déséquilibre isotopique dû au mode de vie des organismes datés. Cette datation croisée confirme le fort vieillissement des fossiles provenant des eaux de surface au début de la Mer de Champlain, mis en évidence par Rodrigues (1988, 1992). L'effet réservoir local au début de l'Holocène est, quant à lui, de l'ordre de 350 à 400 ans <sup>14</sup>C, avec des âges <sup>14</sup>C de coquilles marines (réservoir corrigé de 410 ans <sup>14</sup>C) compris entre 10 300 et 9800 ans <sup>14</sup>C BP coquilles et des âges estimés entre 9900 et 9400 ans <sup>14</sup>C BP. La comparaison des datations croisées et les

observations de Rodrigues (1988, 1992) indiquent que l'effet réservoir local sur les âges de coquilles marines n'est uniforme ni dans tout le bassin de la Mer de Champlain, ni pendant toute l'invasion marine.

Ces données confirment les conclusions d'Anderson (1988). La chronologie de la Mer de Champlain doit être entièrement révisée. Le début de l'invasion marine dans la vallée centrale du Saint-Laurent, après le déversement du Lac Candona, est estimé à  $11\,100 \pm 100$  ans  $^{14}\text{C}$  BP (13,15-13 ka BP). À la fin, les eaux saumâtres ont persisté dans le Détroit de Québec, à l'entrée de la Mer de Champlain, jusque vers 9400 ans  $^{14}\text{C}$  BP (10,6 ka BP). L'invasion marine couvre la fin de l'Allerød, le Dryas récent et les premiers siècles de l'Holocène, avec un décalage de la phase tardive entre la marge occidentale, plus rapidement dessalée, et la marge orientale du bassin. Le début de l'Holocène est représenté fréquemment par un changement dans la succession des dépôts : des lits marins à faune diversifiée d'eau peu profonde reposent sur une surface d'érosion dans les argiles marines plus anciennes. L'invasion marine est donc décalée vers l'Holocène par rapport à l'ancienne chronologie établie à partir des âges de coquilles marines. La durée en années sidérales est de l'ordre de 2500 ans.

La chronologie de la déglaciation du Québec méridional est rajeunie et raccourcie. La déglaciation des Appalaches, entre la Moraine Frontière et la Moraine d'Ulverton-Tingwick est très rapide vers la fin de l'Allerød, ne s'étalant que sur 350 ans environ, entre des âges estimés de  $11\,550 \pm 100$  et de  $11\,200 \pm 100$  ans  $^{14}\text{C}$  BP (ca 13,5 à 13,15 ka BP). Le Lac glaciaire Candona (résultat de la coalescence des lacs Iroquois, Vermont et Memphrémagog, et de leur extension dans la vallée du Saint-Laurent) persiste 100 ans après la Moraine d'Ulverton-Tingwick. Il se déverse dans la Mer de Goldthwait vers  $11\,100 \pm 100$  ans  $^{14}\text{C}$  BP (13,15-13 ka BP). Après cet événement, la déglaciation de la vallée du Saint-Laurent jusque dans les Laurentides semble très rapide ; elle s'effectue en deux à trois siècles d'après l'âge basal de  $10\,900 \pm$  ans  $^{14}\text{C}$  BP (végétaux terricoles) (12,95 ka BP) du lac à Saint-Germain, situé au sud de la Moraine de Saint-Narcisse. Le front glaciaire est resté en contact avec la mer pendant plusieurs siècles dans la région de Trois-Rivières, à l'emplacement de la Moraine de Saint-Narcisse, ainsi que dans la vallée de l'Outaouais, où le retrait glaciaire est caractérisé par des bourrelets successifs.

Cette nouvelle chronologie de la déglaciation régionale s'accorde bien aux chronologies des régions voisines. Au sud, en Nouvelle-Angleterre, les comptages varvaires et les mesures de déclinaison magnétique, étalonnées par des âges  $^{14}\text{C}$  sur débris terricoles, situent la phase de déversement et d'inondation marine entre 11 000 et 10 650 ans  $^{14}\text{C}$  BP (Ridge *et al.*, 1999, 2001). Au nord, l'âge de 10 900 ans  $^{14}\text{C}$  BP de débris terricoles à la base des sédiments du lac à Saint-Germain, dans les Laurentides, donne un âge minimal pour l'ouverture de la Mer de Champlain.

Le Lac glaciaire Candona avait une superficie totale de l'ordre de 30 000 km<sup>2</sup>, incluant le Lac post-Iroquois (Niveau IV Trenton, Pair *et al.*, 1988), le Lac Vermont, le Lac Memphrémagog et la partie déglacée de la vallée du Saint-Laurent. La

vidange représente un influx d'eau douce de l'ordre de 1 500 km<sup>3</sup> dans l'Atlantique Nord, immédiatement avant l'ouverture de la Mer de Champlain, et une chute du niveau du plan d'eau de 30 m à 50 m. L'estimation de l'âge de cet événement survenu un siècle ou deux avant la fin de l'Allerød, vers  $11\,100 \pm 100$  ans  $^{14}\text{C}$  BP, permet de poser l'hypothèse d'une relation entre ce déversement, la perturbation de la circulation thermohaline de l'Atlantique Nord et l'épisode froid intra-Allerød de Killarney. Les hypothèses selon lesquelles le déversement des eaux du Lac Agassiz *via* les Grands Lacs et la Mer de Champlain, entre 10 900 et 10 200 ans  $^{14}\text{C}$  BP, ait pu modifier la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord et, par rétroaction avec l'atmosphère, déclencher l'épisode du Dryas récent, s'en trouvent renforcées.

## REMERCIEMENTS

Ces travaux n'auraient pu être effectués sans l'aide de MM. Hans Asnong et Alayn C. Larouche, et M<sup>me</sup> Nicole Morasse. Ils ont entre autres assuré les minutieuses analyses polliniques, macrofossiles et de la perte au feu. Hans Asnong a effectué la patiente quête des macrorestes pour la datation des sédiments du lac Hertel. Avec les auteurs, MM. Asnong et Larouche ont aussi effectué l'échantillonnage des sédiments, accompagnés de MM. Daniel Landry, Marc Girard, Serge Muller et David Fortin durant l'une ou l'autre des visites sur le terrain. L'accès aux sites fut autorisé par le P<sup>r</sup> Martin Lechowicz, directeur de la station de recherche de l'Université McGill au mont Saint-Hilaire. Nos travaux furent facilités par le soutien logistique fourni par M. Marc-André Langlois, garde forestier, et les employés de la station. Les D<sup>rs</sup> Woodrow Thompson du Maine Geological Survey et Jack Ridge de Tufts University (New Hampshire) ont généreusement commenté nos résultats. Le D<sup>r</sup> Jean-Pierre Guilbault nous a fait profiter de ses connaissances sur les Foraminifères marins. Que tous soient remerciés. Il en va de même pour le D<sup>r</sup> Arthur S. Dyke et un lecteur anonyme qui ont fait la lecture critique du manuscrit. Ces travaux furent financés par les subventions à la découverte du CRSNG du Canada détenues par les auteurs, et par le programme « Climate System History and Dynamics » du CRSNG (Équipe CSHD-04 : Konrad Gajewski et Pierre J.H. Richard).

## RÉFÉRENCES

- Anderson, T.W., 1985. Late-Quaternary pollen records from eastern Ontario, Québec, and Atlantic Canada, p. 281-326. In V.M. Bryant Jr. et R.G. Holloway, édit., *Pollen Records of Late-Quaternary North American Sediments*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, 426 p.
- , 1988. Late Quaternary pollen stratigraphy of the Ottawa valley—Lake Ontario region and its application in dating the Champlain Sea, p. 207-224. In N.R. Gadd, édit., *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*. Geological Association of Canada, Ottawa, Special Paper 35, 312 p.
- Anderson, T.W. et Lewis, C.F.M., 1985. Postglacial water-level history of the Lake Ontario basin, p. 231-253. In P.F. Karrow et P.E. Calkin, édit., *Quaternary Evolution of the Great Lakes*. Geological Association of Canada, St. John's, Special Paper 30, 258 p.
- , 1992. Evidence for Ice Margin Retreat and Proglacial Lake (Agassiz?) Drainage by About 11 ka, Clearwater River Spillway Area, Saskatchewan. Geological Survey of Canada, Current Research, Part B : 7-11.

- Anderson, T.W., Lewis, C.F.M. et Mott, R.J., 2001. AMS-revised radiocarbon ages at Turtle Lake, North Bay–Mattawa area, Ontario : Implications for the deglacial history of the Great Lakes region. *In* Programme et résumés : 27<sup>e</sup> Rencontre scientifique de l'Union géophysique canadienne conjointement avec la 58<sup>e</sup> Conférence de neige de l'Est (Université d'Ottawa, 14-17 mai 2001).
- Bard, E., Arnold, M., Mangerud, J., Paterne, M., Labeyrie, L., Duprat, J., Mélières, M.-A., Sønsteegaard, E. et Duplessy, J.-C., 1994. The North Atlantic atmosphere-sea surface  $^{14}\text{C}$  gradient during the Younger Dryas climatic event. *Earth and Planetary Science Letters*, 126 : 275-287.
- Barnett, P.J., 1988. History of the Northwestern Arm of the Champlain Sea, p. 25-36. *In* N.R. Gadd, éd., *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*. Geological Association of Canada, Ottawa, Special Paper 35, 312 p.
- Bhry, N., Dionne, J.-C., Clet, M., Occhietti, S. et Rondot, J., 2001. Stratigraphy of the Pleistocene units on land and below the St. Lawrence Estuary, and deglaciation pattern in Charlevoix. *North East Friends of the Pleistocene 64th Annual Reunion, Field Guide*, Québec, 124 p.
- Björck, S., Koç, N., et Skog, G., 2003. Consistently large marine reservoir ages in the Norwegian Sea during the Last Deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 22 : 429-435.
- Bondevik, S., Birks, H.H., Gulliksen, S. et Mangerud, J., 1999. Late Weichselian marine  $^{14}\text{C}$  reservoir ages at the western coast of Norway. *Quaternary Research*, 52 : 104-114.
- Boyle, E.A., 2000. Is ocean thermohaline circulation linked to abrupt stadial/interstadial transition? *Quaternary Science Reviews*, 19 : 255-272.
- Broecker, W.S., Andree, M., Wolfli, W., Oeschger, H., Bonami, G., Kennett, J. et Peteet, D., 1988. The chronology of the last deglaciation : Implications to the cause of the Younger Dryas event. *Paleoceanography*, 3 : 1-20.
- Broecker, W.S., Kennett, J.P., Flower, B.P., Teller, J.T., Trumbore, S., Bonani, G. et Wolfli, W., 1989. Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, 341 : 318-321.
- Brown, T.A., Nelson, D.E., Mathewes, R.W., Vogel, J.S. et Southon, J.R., 1989. Radiocarbon dating of pollen by accelerator mass spectrometry. *Quaternary Research*, 32 : 205-212.
- Cardinal, A., 1980. Les moulins de la montagne de Saint-Hilaire. *Les Cahiers d'histoire de la Société d'histoire de Belœil–Mont-Saint-Hilaire*, 3 : 3-26.
- Cummings, D. et Occhietti, S., 2001. Late Wisconsinan sedimentation in the Québec City region, Canada : Evidence for subaqueous fan deposition during initial deglaciation. *Géographie physique et Quaternaire*, 55 : 257-273.
- David, P.P., 1972. Pleistocene deposits northeast of Montréal. 24<sup>e</sup> Congrès géologique international, Excursion B-04, Montréal, 14 p.
- Davis, M.B., 1958. Three pollen diagrams from Central Massachusetts. *American Journal of Science*, 256 : 540-570.
- Dean, W.E., 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition : Comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44 : 242-248.
- Deevey, E.S., Jr., 1951. Late-glacial and post-glacial pollen diagrams from Maine. *American Journal of Science*, 249 : 177-207.
- \_\_\_\_\_. 1958. Radiocarbon-dated pollen sequences in eastern North America. *Geobotanischer Institut, Rübel Veröff (Zürich)*, 34 : 30-37.
- \_\_\_\_\_. 1965. Sampling lake sediments by use of the Livingstone sampler, p. 521-529. *In* B. Kummel et D. Raup, éd., *Handbook of Paleontological Techniques*. W.H. Freeman, San Francisco, 852 p.
- de Vernal, A., Hillaire-Marcel, C. et Bilodeau, G., 1996. Reduced meltwater outflow from the Laurentide ice margin during the Younger Dryas. *Nature*, 38 : 774-777.
- Dionne, J.-C., 2001. Fluctuations holocènes du niveau marin relatif à Rivière-Ouelle, côte sud du moyen estuaire du Saint-Laurent : données complémentaires. *Géographie physique et Quaternaire*, 55 : 289-300.
- Dionne, J.-C. et Occhietti, S., 1996. Aperçu du Quaternaire à l'embouchure du Saguenay, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 50 : 5-34.
- Dyke, A.S., 2004. An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada, p. 371-385. *In* J. Ehlers et P.L. Gibbard, éd., *Quaternary Glaciations, Extent and Chronology. Part II : North America*. Elsevier, New York, 440 p.
- Dyke, A.S., McNeely, R., Southon, J., Andrews, J.T., Peltier, W.R., Clague, J.J., England, J.H., Gagnon, J.-M. et Baldinger, A., 2003a. Preliminary assessment of Canadian marine reservoir ages, p. A23. *In* Abstracts : Xth Meeting of the Canadian Association for Quaternary Studies (Halifax, 8 au 12 juin 2003).
- Dyke, A.S., Moore, A. et Robertson, L., 2003b. Deglaciation of North America. Geological Survey of Canada, Ottawa, Open File 1574, 2 feuillets, 32 cartes.
- Dyke, A.S. et Prest, V.K., 1987. Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41 : 237-263.
- England, J.H., Dyke, A.S. et McNeely, R., 2003. Inter-species radiocarbon age comparisons on subfossil mollusca from Arctic Canada. *In* Program and Abstracts. 33rd Annual Arctic Workshop (Tromsø University, 2 au 4 avril 2003), Polar Environmental Centre, Tromsø.
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record : Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*, 342 : 637-642.
- Fillon, R.H. et Williams, D.F., 1984. Dynamics of meltwater discharge from northern hemisphere ice sheets during the last deglaciation. *Nature*, 310 : 674-677.
- Fortin, D., 2002. Conditions du développement postglaciaire du marais riverain du lac Bromont. Mémoire de maîtrise, Université de Montréal, 63 p.
- Govare, É., 1995. Paléoenvironnements de la région de Charlevoix, Québec. Thèse de doctorat, Université de Montréal, 429 p.
- Harvey, L.D.D., 1989. Modelling the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 8 : 137-150.
- Hétu, B. et Gray, J.T., 2000. Les étapes de la déglaciation dans le nord de la Gaspésie (Québec) : les marges glaciaires des Dryas ancien et récent. *Géographie physique et Quaternaire*, 54 : 5-40.
- Hétu B., Occhietti, S., Richard, P.J.H. et Larouche, A.C., 1995. Dépôts de versants pléistocènes associés aux Rythmites du Saint-Maurice, vallée du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 49 : 275-289.
- Hillaire-Marcel, C., 1974. État actuel des connaissances sur le relèvement glacio-isostatique dans la région de Montréal (Québec) entre moins 13 000 et moins 9000 ans. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 278 D : 1939-1942.
- \_\_\_\_\_. 1981. Paléo-océanographie isotopique des mers post-glaciaires du Québec. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 35 : 35-119.
- Hillaire-Marcel, C. et Occhietti, S., 1977. Fréquence des datations au  $^{14}\text{C}$  de faunes marines post-glaciaires de l'est du Canada et variations paléoclimatiques. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 21 : 17-54.
- Hillaire-Marcel, C., Soucy, J.M. et Cailleux, A., 1979. Analyse isotopique de concrétions sous-glaciaires de l'inlandsis laurentien et teneur en oxygène 18 de la glace. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 16 : 1494-1498.
- Jowsey, P.C., 1966. An improved peat sampler. *The New Phytologist*, 65 : 245-248.
- Karrow, P.F., 1981. Late-glacial regional ice-flow patterns in eastern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17 : 1439-1453.
- Karrow, P.F., Anderson, T.W., Clarke, A.H., Delorme, L.D. et Sreenivasa, M.R., 1975. Stratigraphy, paleontology, and age of Lake Algonquin sediments in southwestern Ontario, Canada. *Quaternary Research*, 5 : 49-87.
- Karrow, P.F., Anderson, T.W., Delorme, L.D., Miller, B.B. et Chapman, L.J., 1995. Late-glacial paleoenvironment of Lake Algonquin sediments near Clarksburg, Ontario. *Journal of Paleolimnology*, 14 : 297-309.
- King, G.A., 1985. A standard method for evaluating radiocarbon dates of local deglaciation : Application to the deglaciation history of southern Labrador and adjacent Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 39 : 163-182.
- Labelle, C. et Richard, P.J.H., 1981. Végétation tardiglaciaire et postglaciaire au sud-est du parc des Laurentides, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 35 : 345-359.

- Lasalle, P., 1966. Late Quaternary vegetation and glacial history in the St. Lawrence lowlands, Canada. *Leidse Geologische Mededelingen*, 38 : 91-128.
- LaSalle, P. et Elson, J.A., 1975. Emplacement of the St. Narcisse Moraine as a climatic event in Eastern Canada. *Quaternary Research*, 5 : 621-625.
- LaSalle, P., Martineau, G. et Chauvin, L., 1977a. Dépôts morainiques et stries glaciaires dans la région de Beauce–Monts Notre-Dame–Parc des Laurentides. Ministère des Richesses naturelles, Division du Quaternaire, Québec, DPV-515, 22 p.
- \_\_\_\_\_. 1977b. Morphologie, stratigraphie et déglaciation dans la région de Beauce–Monts Notre-Dame–Parc des Laurentides. Ministère des Richesses naturelles, Division du Quaternaire, Québec, DPV-516, 74 p.
- LaSalle, P. et Shilts, W.W., 1993. Younger Dryas-age readvance of Laurentide ice into the Champlain Sea. *Boreas*, 22 : 25-37.
- Lee, H.A., 1962. Surficial geology of the Rivière-du-Loup–Trois-Pistoles area, Québec. Geological Survey of Canada, Ottawa, Paper 61-32, 2 p.
- Leopold, E.B., 1956. Two late-glacial deposits in southern Connecticut. *National Academy of Sciences Proceedings*, 42 : 863-867.
- Levesque, A.J., Mayle, F.E., Walker, I.R. et Cwynar, L.C., 1993. A previously unrecognized late-glacial cold event in eastern North America. *Nature*, 361 : 623-626.
- Lewis, C.F.M. et Anderson, T.W., 1989. Oscillations of levels and cool phases of the Laurentian Great Lakes caused by inflows from glacial Lakes Agassiz and Barlow–Ojibway. *Journal of Paleolimnology*, 2 : 99-146.
- \_\_\_\_\_. 1992. Stable isotope (O and C) and pollen trends in eastern Lake Erie, evidence for a locally-induced climatic reversal of Younger Dryas age in the Great Lakes basin. *Climate Dynamics*, 6 : 241-250.
- Livingstone, D.A., 1957. On the sigmoid growth phase in the history of Linsley Pond. *American Journal of Sciences*, 255 : 364-373.
- Lotter, A.F., Birks, H.J.B., Eicher, U., Hofmann, W., Schwander, J. et Wick, L., 2000. Younger Dryas and Allerød summer temperatures at Gerzensee (Switzerland) inferred from fossil pollen and cladoceran assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159 : 349-361.
- Lowell T.V., Larson, G.J., Hughes, J.D. et Denton, G.H., 1999. Age verification of the Lake Gribben forest bed and the Younger Dryas advance of the Laurentide Ice Sheet. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36 : 383-393.
- Marcoux, N. et Richard, P.J.H., 1995. Végétation et fluctuations climatiques postglaciaires sur la côte septentrionale gaspésienne, Québec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 32 : 79-96.
- Mott, R.J., 1977. Late-Pleistocene and Holocene palynology in southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 : 139-149.
- Mott, R.J., Anderson, T.W. et Matthews, J.V., Jr, 1981. Late-Glacial paleoenvironments of sites bordering the Champlain Sea based on pollen and macrofossil evidence, p. 129-172. *In* W.C. Mahaney, éd., *Quaternary Paleoclimate*. GeoAbstracts, Norwich, 464 p.
- Mott, R.J. et Farley-Gill, L.D., 1981. Two Late Quaternary Pollen Profiles from Gatineau Park, Quebec. Geological Survey of Canada, Ottawa, Paper 80-31, 10 p.
- Muller, S.D., Richard, P.J.H. et Larouche, A.C., 2003. Holocene development of a peatland (southern Québec): A spatio-temporal reconstruction based on pachymetry, sedimentology, microfossils and macrofossils. *The Holocene*, 13 : 649-664.
- Occhietti, S., 1976. Dépôts et faits quaternaires du Bas-St-Maurice, Québec. 2<sup>e</sup> partie. Commission géologique du Canada, Étude n° 76-1C : 217-220.
- \_\_\_\_\_. 1980. Le Quaternaire de la région de Trois-Rivières–Shawinigan, Québec. Contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du Saint-Laurent et corrélations stratigraphiques. Presses de l'Université du Québec, Collection Paléo-Québec 10, 227 p.
- \_\_\_\_\_. 2001. Quaternary of the St. Lawrence Basin (Valley, Estuary and Gulf), p. 21-45. *In* N. Bhiri N., J.-C. Dionne, M. Clet, S. Occhietti et J. Rondot, éd., *Stratigraphy of the Pleistocene Units on Land and Below the St. Lawrence Estuary, and Deglaciation Pattern in Charlevoix*. North East Friends of the Pleistocene 64th Annual Reunion (Ville de Québec), Field Guide, Québec, 124 p.
- Occhietti, S., Chartier, M., Hillaire-Marcel, C., Cournoyer, M., Cumbaa, S.L. et Harrington, C.R., 2001a. Paléoenvironnements de la Mer de Champlain dans la région de Québec, entre 11 300 et 9750 BP : le site de Saint Nicolas. *Géographie physique et Quaternaire*, 55 : 23-46.
- Occhietti, S., Govare, É., Klassen, R., Parent, M. et Vincent, J.-S., 2004. Late Wisconsinan-Early Holocene deglaciation of Québec-Labrador, p. 237-267. *In* P.L. Ehlers et J. Gibbard, éd., *Quaternary Glaciations, Extent and Chronology. Part II : North America*. Elsevier, New York, 440 p.
- Occhietti, S., Parent, M., Shilts, W.W., Dionne, J.-C., Govare, E. et Harmand, D., 2001b. Late Wisconsinan glacial dynamics, deglaciation, and marine invasion in southern Québec. Geological Society of America, Special Paper 351 : 243-270.
- Pair, D., Karrow, P.F. et Clark, P.U., 1988. History of the Champlain Sea in the central St. Lawrence Lowland, New York, and its relationship to water levels in the Lake Ontario basin, p. 107-123. *In* N.R. Gadd, éd., *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*. Geological Association of Canada, St. John's, Special Paper 35, 312 p.
- Parent, M. et Occhietti, S., 1988. Late Wisconsinan deglaciation and Champlain Sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 42 : 215-246.
- \_\_\_\_\_. 1999. Late Wisconsinan deglaciation and glacial lake development in the Appalachians of southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 53 : 117-135.
- Prichonnet, G., Durand, M., Elson, J.A., Gagnon, P., Schroeder, J. et Veillette, J., 1987. Wisconsinan glaciations and deglaciations in southern Québec (Montréal region). XIIIth INQUA Congress, Field Excursion A7/C7, Ottawa, 50 p.
- Rappel, M., 1993. Ice flow and glacial transport in Lower St. Lawrence, Québec. Geological Survey of Canada, Ottawa, Paper 90-19, 28 p.
- Rea, D.K., Moore, T.C., Anderson, T.W., Lewis, C.F.M., Dobson, D.M., Dettman, D.L., Smith, A.J. et Mayer, L.S., 1994. Great Lakes paleohydrology : Complex interplay of glacial meltwater, lake levels, and sill depths. *Geology*, 22 : 1059-1062.
- Richard, P.J.H., 1977. Histoire post-wisconsinienne de la végétation du Québec méridional par l'analyse pollinique. Service de la recherche, Direction générale des forêts, Ministère des Terres et Forêts du Québec, Québec, Publications et rapports divers, tome 1, 312 p. ; tome 2, 142 p.
- \_\_\_\_\_. 1978. Histoire tardiglaciaire et postglaciaire de la végétation au mont Shefford, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 32 : 81-93.
- \_\_\_\_\_. 1989. Patterns of post-Wisconsinan plant colonization in Québec-Labrador, p. 512-519. *In* R.J. Fulton, éd., *Quaternary Geology of Canada and Greenland*. Geology of Canada 1, Geological Survey of Canada, Ottawa, 900 p.
- \_\_\_\_\_. 1994a. Postglacial Palaeophytogeography of the Eastern St. Lawrence River Watershed and the Climatic Signal of the Pollen Record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109 : 137-163.
- \_\_\_\_\_. 1994b. Wisconsinan Late-glacial environmental change in Quebec : A regional synthesis. *Journal of Quaternary Science*, 9 : 165-170.
- Richard, P.J.H., Larouche, A.C. et Lortie, G., 1992. Paléophytogéographie et paléoclimats postglaciaires dans l'ouest du Bas-Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 46 : 151-172.
- Richard, P.J.H., Veillette, J.J., Larouche, A.C., Hétu, B., Gray, J.T. et Gangloff, P., 1997. Chronologie de la déglaciation en Gaspésie : nouvelles données et implications. *Géographie physique et Quaternaire*, 51 : 163-184.
- Ridge, J.C., 2003. The last deglaciation of the northeastern United States : A combined varve, paleomagnetic, and calibrated  $^{14}\text{C}$  chronology, p. 15-45. *In* D.L. Cremeens et J.P. Hart, éd., *Geoarchaeology of Landscapes in the Glaciated Northeast*. New York State Museum Bulletin 497, Albany, 212 p.
- Ridge, J.C., Besonen, M.R., Brochu, M., Brown, S., Callahan, J.W., Cook, G.J., Nicholson, R.S. et Toll, N.J., 1999. Varve, paleomagnetic, and  $^{14}\text{C}$  chronologies for late Pleistocene events in New Hampshire and Vermont. *Géographie physique et Quaternaire*, 53 : 79-106.
- Ridge, J.C., Canwell, B.A., Kelly, M.A. et Kelley, S.Z., 2001. Atmospheric  $^{14}\text{C}$  chronology for late Wisconsinan deglaciation and sea-level change in eastern New England using varve and paleomagnetic records. Geological Society of America Special Paper 351 : 171-189.



- Ridge, J.C. et Toll, N.J., 1999. Are late-glacial climate oscillations recorded in varves of the upper Connecticut Valley, northeastern United States? *Geologiska föreningens förhandlingen*, 121 : 187-193.
- Robert, F., 2001. Photo-interprétation à grande échelle et système d'information géographique : outils de reconstitution du retrait glaciaire dans les Laurentides, application aux régions de La Tuque et de la Gatineau. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 129 p.
- Rodrigues, C.G., 1988. Late Quaternary invertebrate faunal associations and chronology of the western Champlain Sea basin, p. 155-176. *In* N.R. Gadd, éd., *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*. Geological Association of Canada, Ottawa, Special Paper 35, 312 p.
- \_\_\_\_\_, 1992. Successions of invertebrate microfossils and the late Quaternary deglaciation of the central St. Lawrence Lowland, Canada and United States. *Quaternary Science Reviews*, 11 : 503-534.
- Rodrigues, C.G. et Vilks, G., 1994. The impact of glacial lake runoff on the Goldthwait and Champlain seas : The relationship between Glacial Lake Agassiz runoff and the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 13 : 923-944.
- Rondot, J., 1974. L'épisode glaciaire de Saint-Narcisse dans Charlevoix, Québec. *Revue de géographie de Montréal*, 28 : 375-388.
- Savoie, L. et Richard, P.J.H., 1979. Paléophytogéographie de l'épisode de Saint-Narcisse dans la région de Sainte-Agathe, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 33 : 175-188.
- Schoning, K., 2002. Palaeohydrography and marine conditions in the south-western part of the Vänern basin during the Younger Dryas and early Preboreal. *Geologiska föreningens förhandlingen*, 124 : 1-10.
- Simard, J., 2003. Retrait glaciaire dans les Laurentides au début de l'Holocène : transect de 500 km entre Manouane et le Témiscamingue. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 167 p.
- Stea, R.R., Piper, D.J.W., Fader, G.B.J. et Boyd, R., 1998. Wisconsinan glacial and sealevel history of Maritime Canada and the adjacent continental shelf : A correlation of land and sea events. *Bulletin of the Geological Society of America*, 110 : 821-845.
- Stuiver, M. et Grootes, P.M., 2000. GISP2 Oxygen isotope ratios. *Quaternary Research*, 53 : 277-284.
- Stuiver, M. et Reimer, P.J., 1993. Extended  $^{14}\text{C}$  data base and revised CALIB 3.0  $^{14}\text{C}$  age calibration program. *Radiocarbon*, 35 : 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., van der Plicht, J. et Spurk, M., 1998. INTCAL98 Radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40 : 1041-1083.
- Sutherland, D.G., 1986. A review of Scottish marine shell radiocarbon dates, their standardization and interpretation. *Scottish Journal of Geology*, 22 : 145-64.
- Syverson, K.M., 1995. The ability of ice-flow indicators to record complex, historic deglaciation events, Burroughs Glacier, Alaska. *Boreas*, 24 : 323-244.
- Teller, J.T., 1988. Lake Agassiz and its contribution to flow through the Ottawa – St. Lawrence system, p. 281-289. *In* N.R. Gadd, éd., *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*. Geological Association of Canada, Ottawa, Special Paper 35, 312 p.
- Terasmae, J. et Lasalle, P., 1968. Notes on late-glacial palynology and geochronology at St. Hilaire, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 5 : 249-257.
- Thomas, R.H., 1977. Calving bay dynamics and ice sheet retreat up the St. Lawrence Valley system. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 : 347-356.
- Thompson, W.B., Fowler, B.K. et Dorion, C.C., 1999. Deglaciation of the north-western White Mountains, New Hampshire. *Géographie physique et Quaternaire*, 53 : 59-77.
- Turgeon, S., Dubois, J.-M., Ouellet, M. et Poulin, A., 2003. Seismostratigraphy of lakes Brompton, Memphrémagog and Massawipi, southern Québec, Canada : Late Quaternary deglaciation and sedimentary palaeoenvironments. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1 : 13-32.
- Upham, W., 1895. Late glacial or Champlain subsidence and reevaluation of the St. Lawrence river basin. *American Journal of Science*, 49 : 1-18.
- Wastegård, S. et Schoning, K., 1997. Calcareous fossils and radiocarbon dating during the saline phase of the Yoldia Sea stage. *Geologiska föreningens förhandlingen*, 119 : 245-248.